高等水产院校教学用书

海洋学

山东海洋学院
山东水产学院 合编

工业捕魚、水产养殖专业用

农业出版社

统一书号：K13144.135
定　价：1.15元

高等水产院校教学用书

海　　洋　　学

山东海洋学院
山东水产学院
合编

工业捕魚水产养殖专业用

农业出版社

编　　者　山东海洋学院　杨殿荚
　　　　　山东水产学院　汪炳祥
审查单位　山东海洋学院海洋学审查工作組

高等水产院校教学用书

海　　洋　　学

山东海洋学院
山东水产学院 合编

农 业 出 版 社 出 版
北 京 老 錢 局 一 号
（北京市书刊出版业营业許可証出字第103号）
新华书店上海发行所发行　各地新华书店經售
上海洪兴印刷厂印刷装訂
統一书号 K 13144.135

1962 年 6 月上海制型
1962 年 8 月初版
1962 年 8 月上海第一次印刷
印数 1—800 册

开本 787×1092 毫米 十六分之一
字数 221 千字
印張 十又四分之三
插頁 四
定价 (9) 一元一角五分

目　录

第一章 海洋形态

要更好的了解海洋水文情况，首先应該了解影响海洋水文情况的地理环境，亦即首先应当討論海洋形态。如地球的形态、水陆分布、海洋的分类、海洋的底形和分区等。

§1-1 地球的形态

地球是两极略为扁平，中間凸出的回轉椭球体。但它又并不完全和回轉椭球体一样。地球的自然表面与地球体的形状十分相近。所謂地球体是这样一种几何形体，它的表面处处与重力相垂直，处于完全平衡状态下的大洋表面就是这个地球体的表面的一部分，而地球体表面的其余部分，则是它的延續。不过，它与回轉椭球的形状相差很小，所以在大地测量工作中，一律将它当做回轉椭球体来进行計算。这个椭球体的长軸和短軸，根据 Φ. H. 克拉索夫斯基提出来的数据为：

半长軸　　$a=6378.245$ 千米

半短軸　　$b=6356.863$ 千米

长短两半軸相差 21.382 千米。地球的这个形状，就使得各个緯度上物体的重力加速度都不相同；随着緯度的增高而增大。地球外形是个球形，所以，太阳輻射在地球表面分布是不均勻的，正是由于这个不均勻性，就使得各个水文要素和气象要素的分布也不均匀，并从而引起大气的环流和大洋的环流。

如果把地球揉成一个圓球，则它的半徑（也就是地球的平均半徑）为 6,370 千米。如果有一块半徑为 10 公里的圓板，平稳的放在地球上，则它的边緣离地面 0.82 厘米。

世界上最高的高峰是珠穆琅瑪峰，它的高度只有 8.882 千米；而世界上最深的地方，即太平洋西岸馬利亚納海沟，也不过 11 千米（根据苏联最近測得的深度为 11,034.250 米），这个数字和地球的半徑比起来，可以忽略不計，而认为它是光滑的球面。

§1-2 水陆分布

海洋的面积远比陆地大。我国古代就有三山六水一分田的說法。計算指出，在整个 510×10^6 平方千米的地球表面中，海洋就占 70.8%，为陆地面积所占 29.2% 的两倍半。如果用大陆把海洋填平，则地球表面将全被海水所复盖，其深度达 2,400 米。

如果再仔細的观察一番，則将发現南北半球遙相对应的很多事实：

1．北部陆地較南部为多。北半球陆地占水陆面积的 39.3%；而南半球只占 19.1%。

2．北极为水，南极为陆。北冰洋的中央部分，其深度約大于 4,000 米，最大深度超过 5,000 米，且被大陆包圍着；而南极却是一块 3,000 米以上的高原，最高处可达 5,000 米，四面为水所包圍。

3．北半球的大陆几乎連成一片；南半球的大洋連成一条环繞地球的水带。图 1-2 中，指出了上述有关海陆分布的特点。

下面我們再来进一步的討論地壳表面（包括水上和水下）在各不同高度或深度上的面积分布情况。图 1-3 中纵坐标表示高度及深度，横坐标表示高度和深度的相当級所占的面积，

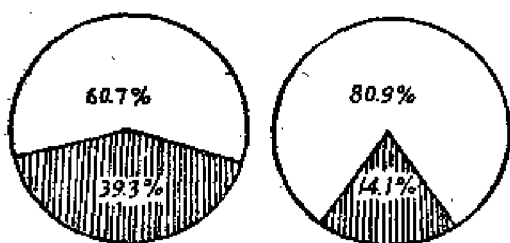


图 1-1 南北半球水陆面积的比較

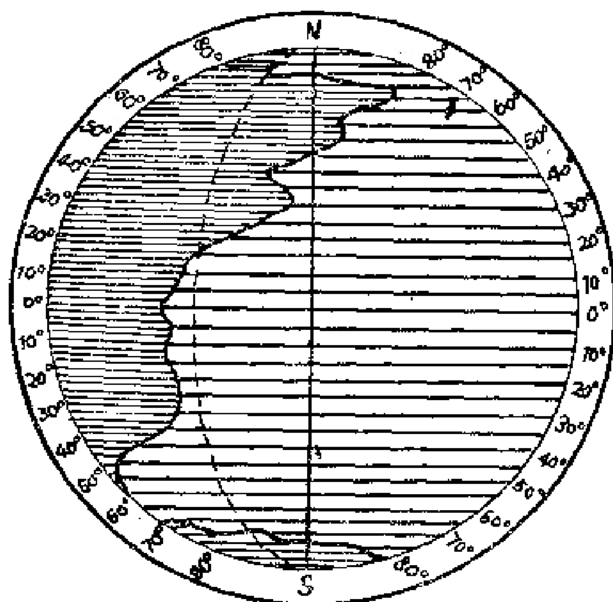


图 1-2 各緯度带的水陆面积比較

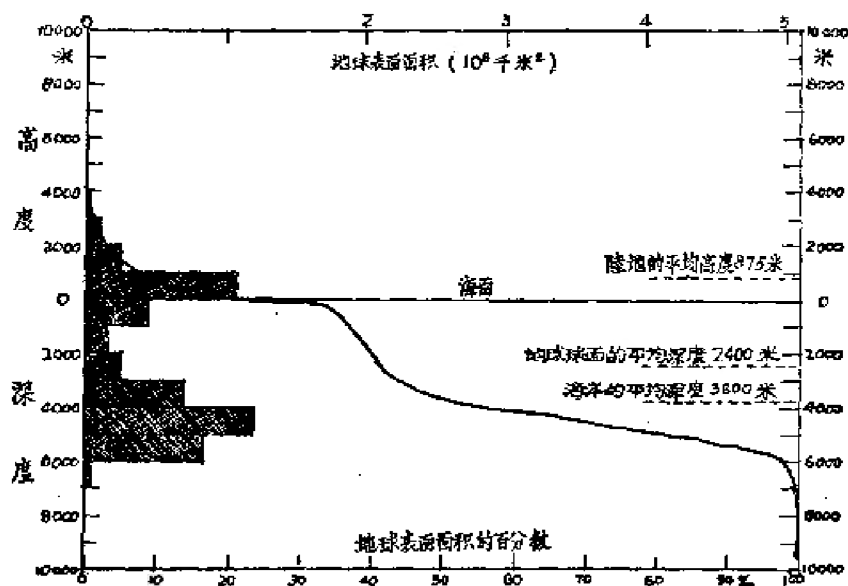


图 1-3 地壳起伏統計曲綫

上边表示絕对面积，下边表示相对面积；左边的方块表示某两个高度(深度)之間的面积的大小；曲綫是面积的統計曲綫，在它上面的任一点所对应的面积，就表示在这个点所对应的高度(深度)以上的所有海陆面积的总和。由图看出对于陆地来說，1,000米以内的面积最多；在海面以下，則以从4,000米到5,000米的深度所占的面积为最大。图中并指出了陆地的平均高度和海洋的平均深度。从图中还可以看出大陆棚，大陆斜坡，大洋盆地和海沟的深度范圍和面积(关于这点，将在后面詳細討論)。

以上所指出的大陆高度和大洋深度都是从平均海平面算起的，所以下面我們順便介紹一下海平面的概念。

海平面是这样的一个理想的平面，在这个面上的任何地方，重力都与該面的法綫方向一致，也就是說，在这个面上，沒有重力的分力，因此，所謂海平面实际上也就是等位勢面。但是，由于地球的质量分布是不均匀的，因此，其重力的方向也就不大規則，这样，海平面与“地球体”的表面就不大一致。

在实际应用上，指的海平面是用水位的观測資料进行統計而得到的。例如把一天中24小时的水位观測值相加并除以24，便得当天的日平均水位；一月之中的日平均水位相加并用一月的日数除，便得月的平均水位；类似的方法，可得出年的、多年的平均水位。

显然这些統計所根据資料的多少不同，所得到的平均海平面高度也不一样；但平常所說的某地的海平面，多是指用多年的資料統計而得的結果。

必須指出，实际的平均海平面不仅与上述重力的分布有关，而且还与风、海流、潮汐、水的密度、降水、蒸发、大陆徑流等因素有关。实际的海平面高度，就是这些因素作用的綜合結果。由于这些因素在各个不同海区多少有所区别，就使得它們的海平面高度也有一定的差异。例如巴拿馬运河两端、太平洋的海平面就比大西洋高21厘米；地中海的海平面比大西洋低30厘米，比黑海低50厘米；苏伊士运河两端、紅海的海平面也比地中海的为高。

海平面的高度通常是在水下取一固定点，这个点叫基准点(又称海图基准面)。海平面的高度(以及海图上表示的深度)就是从这个基准点算起。这个点的位置的取法，每个国家都不很一样，有的是取理論上的最低低潮面，有的是取平均最低低潮面等等。

为了大地測量上的方便，一般在海港碼头或建筑物的墙基上画一条綫，这条綫叫做标志(Bench Mark 簡称 B. M.)，并标明它离开当地平均海面的高度。

§1-3 海洋的分类

根据海洋形态及水文特征的不同，我們可以把世界大洋分成主要的部分和附属的部分。主要的部分为洋，附属的部分为海、海湾、海峽。茲分述如下：

(一) 洋 它远离大陆，面积广闊，从大陆斜坡到大洋盆地都属洋的范圍，約占整个海洋面积的89%，深度最大，一般在二、三千米以上。由于上述特点它具有較高的盐度，表面平

均值約为35‰，水色高、透明度大；水文要素因为不受大陆的影响，比較稳定。在海水运动方面它有强大的海流系統，同时也有各自的潮汐系統。

(二) 海 位于大洋的边緣，大陆、半島、島屿和群島等在不同程度上，将它与大洋分开，面积小，深度浅，一般多在二、三千米以內。因此，一般說来，它的盐度較低，水色低，透明度小；水文要素的季节变化十分明显。在海水运动方面，潮波系从大洋傳来，但是，潮汐的漲落，却比大洋大得多。同时，每个海都有自已的环流形式，其特点是季节变化特别明显，有时它是海流的直接延續。另外，海底及海岸的形态，由于不断的受到沉积和侵蝕作用，故变化大。

根据形态的不同，可以将海分为：地中海（包括陆間海和內陆海）和边緣海两种类型(Ю.М. Шокальский)。

1．陆間海——界于相邻的两大陆块之間，深度很大，海盆不但分割着大陆的上部，且分割着大陆的基部，有海峽与毗邻的海洋相沟通。例如欧非洲之間的地中海，南北美間的加勒比海和墨西哥湾，亚澳之間的一些陆間海等。

2．內陆海——深入大陆，其水文要素受大陆影响所支配，虽然与大洋有不同程度的联系，但总的說来，受大洋的影响不大。如渤海、波罗的海、黑海等。

3．边緣海——位于大陆的边緣，但不深入大陆，以半島、島屿或群島与大洋分开。因此，它与大洋可以自由地沟通，海流可以直接延伸进来，潮汐可以直接傳进来。其水文状况在外側主要受大洋影响，而內側主要受陆地影响，例如，东海、南海等。

(三) 海湾 洋或海的一部分伸延入陆地，并且其深度和寬度逐漸減小的水域，称为海湾。如渤海湾、杭州湾、芬地湾等等。由于它和邻近的海洋可以自由沟通，所以水文特性一般亦与其相近。

(四) 海峽 两个海区之間寬度較窄的水道，称为海峽。特点是流急，因此底质多为岩石或砂砾。海水的运动。多是沿着海峽的方向，有的由左右側流入或流出，如渤海海峽，丹麦海峽等；有的則在上下层流入或流出，如博斯普魯斯海峽，直布罗陀海峽等；也有的是向一个方向运动的，如佛罗里达海峽等。

应該注意的是，由于历史的原因，有些名称虽然与上述定义不符，但仍然沿用着，例如阿拉伯海和孟加拉湾，两者实际上是相似的，但一个叫海一个却叫做湾，再如墨西哥湾和加勒比海、波斯湾和紅海等都是这个情况。

§1-4 海洋底的地形和分区

海洋底被海水复盖着，50多年以前，由于測深技术的限制，关于大洋的深度記录是稀少而零散的，人們便认为海洋的底形象盆子一样的平坦。回声測深仪应用后，人們开始知道，原来在数千米的深水之下，同样有高原、平地、高山、深谷等等。图1-3中的統計曲綫，大致

反应了相应地面的平均傾斜情況，由图看出，在海面以下約一、二百米的范圍內，海底的傾斜是十分平緩的，而在此以下，則深度很快的增大，亦就是坡度很快的变陡，再到約三千米的深度，其坡度又忽然变得很平，一直到六千米的地方，才又开始剧速直下。根据海洋底形的这个特点，将它分成大陆棚、大陆斜坡、大洋盆地和海沟等四个部分。其深度范圍和所占面积如下表所示：

表 1-1

名 称	深度范圍(米)	平均深度(米)	傾 斜 度	占海洋总面积(%)
大陆棚	0—200	50(?)	1°—2°	7.6
大陆斜坡	200—2,500	1,270	4°—7°	11.9
大洋盆地	2,500—6,000	4,420	0°20′—0°40′	77.7
海沟	>6,000	6,100	——	2.8

(一) 海岸带 海岸带是海水和陆地直接作用的地带，由近到远，可以分成悬崖、后海滩、前海滩(潮間带或潮区)和外海滩。

悬崖是与海岸带相連的陆地，其基部常有海蝕壁龕，它是岩石被波浪侵蝕的結果，是海陆作用的最远的边界。悬崖只是岩岸才有，对于平原地处的海岸，这一带将被砂堤所代替。

后海滩是平常海水不能达到的地方，只有大风浪和大潮时才能为海水所及。这一带有砂砾，或在烂泥中长有碱水性植物或有碱水池。

前海滩是海水活动的地带，介于大潮高潮綫和大潮低潮綫之間，为淺海养殖(牡蠣、蟶子、蚶等)的主要地区。

外海滩是低潮綫以下，經常被海水复盖的地带，其外界为波浪所形成的堆积阶地的边緣。

(二) 大陆棚 大陆棚是陆地与深海的过渡地带，其特点是坡度小，平均坡度約为 7′，但在某些地方，可达到相当大的角度。大陆棚的地形与附近陆地地形有密切的联系：平原之下，大陆棚坡度小，面积广闊，如北欧及西伯利亚大陆棚的寬度达四、五百浬；高山之下，大陆棚狹窄，例如日本群島东岸，堪察加东岸的大陆棚寬度仅在 8—25 浬之間。

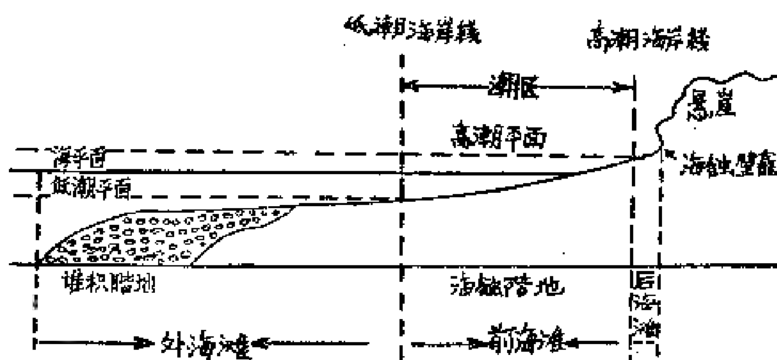


图 1-4 海岸带示意图

大陆棚的底质主要是大陆的泥沙。江河带来的沉积物之中，大部分是泥，因此，位于河口近岸海区由于底质是泥沙，海水的营养盐丰富，为近海漁业与海水养殖造成了最优良的自然条件。如长江口外的嵊泗列島漁場，錢塘江口外的舟山群島的漁場和养殖場，就是例子。

大陆棚的水文状况有显著的季节变化，同时水质肥沃，在海水中含有大量营养盐。因为大陆江河长年累月的带来了淡水，其中溶解有丰富的无机物质，同时由于风、潮汐和流的作

用，上下层之間的混和也特别发达，这就使得下面含有丰富营养盐类的海水經常不断的补充到上层。上述种种因素就使大陆棚必然成为漁場和养殖事业的主要場所。

在大陆棚上常常有很复杂的高起或陷落的地形，例如沙灘、砂洲、暗礁以及海底河谷等，在有些海区还发現沉沒的海岸綫。例如秘鲁沿岸的河谷，延伸到很大的深度，在 3,000 米的深处还表現出等深綫的相应的弯曲。在佛罗里达附近淺水区中，40 米和 60 米深处也发現沉沒的海岸綫。

（三）**大陆斜坡** 大陆斜坡的地势的特点是傾斜度較大，一般为 4—7°，有时可到 13—14°，例如比斯开湾。在火山島与珊瑚島的岸旁可遇到特别大的傾斜，最大可到 40°，有时几乎是垂直的。

大陆斜坡沉积，主要是大陆江河带来的，是大陆泥沙沉积所能达到的最远处。各种沉积物的比例大約是：泥占 60%，細沙占 25%，貝壳和軟泥占 5%。在坡度最大的地带，会使疏松的沉积滑向深处，因此在这种地带多为礁石。

大陆斜坡的地形特点是几乎到处都被深邃的峽谷所切割。在美国的西海岸，在非洲、印度、南美洲沿岸和亚洲东部的边緣海中都发現了这种峽谷。它具有陡峭的谷壁，既狹又长。

（四）**大洋盆地** 大洋盆地是海洋的主要部分。地形广闊而平坦，面积占海洋面积的 77.7%，傾斜度大約在 0°20′—0°40′ 左右，然而在个别地区，也有較大的斜傾度。底质主要是大洋性的軟泥，如硅藻、放射虫、有孔虫的軟泥等等。这和大陆棚（坡）多为泥沙底有显然的不同。大洋盆地的地形也不是很簡单的，其上分布着各种海底山脉（即海岭）或高原（海隆），它們将整个大洋盆地分割成許多海盆，而在大洋的边緣，有深达万米的海沟。

（五）**海沟** 深度超过 6,000 米的海洋深处，称为海沟或海渊，它們的位置并不是在远离大陆的大洋深底，相反，都集中在海洋边緣靠近大陆的地方，其走向与大陆或群島延伸的方向一致，海沟最多的地方，也常常是島屿集中、火山地震和断层最多的地方；太平洋的海沟数量最多，深度最大，而且多数分布在大洋的西边。

除此以外，在海洋学中，还有不少关于凹落和凸起的地形的专門名字，現不一一贅述。

第二章　海洋热学

§2-1　海洋热学概述

海水的热状况在海洋水文状况中占有极重要的地位，它不仅与其他的海洋水文要素有着极为密切的联系，而且对气象状况以及对海洋生物的生存、分布与发展，均有着十分重要的意义。

海水的温度乃是研究水团性质分布及其运动的基本指标之一。由于海水具有与大陆不同的热性质，因此，它在大气的温度变化上，充当着"緩衝剂"的角色。由于这个原因，在气候学上便形成了大陆性气候和海洋性气候。同样在气压的配置，大气的运动以及其他許多的气象要素的分布和变化中，海水溫度均起着重要的作用。

至于海水溫度对海洋生物的意义，就更是显而易見了。首先，它直接影响着生物的代謝作用和生殖周期的速率等等生活过程，其次，它还通过其他的环境因素，如海水中气体的含量、海水的粘滞性、密度的分布等等而間接地影响着海洋生物。每一种海洋生物对海水溫度均有着特殊的要求：有的喜暖水，有的喜冷水；有的能耐受較大的溫度变化，有的則只能經受很小的溫度变化。根据生物对水溫的这种适应特点，而将它們划分为广溫性和狹溫性两大类别。其实，不仅不同种的生物对溫度的适应性各异，就是同一生物的不同发育阶段，对溫度的要求也是不同的，由于这个原因，溫度的分布特性就成了生物种类分布的一个最重要的限制因素。因此，了解和掌握溫度的分布变化规律，在海洋渔业和淺海养殖上具有重要意义。人們在认識了各种海洋生物对溫度的特殊适应能力以后，便可以根据海水溫度的分布和变化規律結合其他方面的知識，来推測生物的分布情况，这在目前海洋漁业上已經广为采用。

海水傳声已經为生产和国防广泛地运用，而决定声音在海水中傳布性质的，主要是海水的溫度。

所有这些情况表明人們对海水溫度的分布和变化規律的掌握，已成为十分迫切的任务。

海水一方面以各种形式增加着自己的热量，另一方面又以各种形式向外散发着自己的热量，这两种相反的过程永恒地同时地在海洋中发生，这种相互对立的过程的統一关系就是海洋的热平衡，它决定着海洋的热状况。

海洋中热量的来源是多方面的，諸如太阳輻射、空气对海面的长波輻射、暖于水溫的降水和大陆徑流、海面水汽的凝結、地球內部向海水放出的热量、海水中化学过程所放出的热量、海水的动能所轉变的热量，最后，甚至还有来自星辰的热量等等。其中有些过程发生在海的表面，有些发生在海水中間，有些則发生在海底，它們对海水热状况的作用是不相同的。

地壳的温度是随着离地面距离的增加而升高的，地热的这种增温率随地而异，一般說来大約在数十米左右增加 1°C。因此，在深达万米的海底，地温对海水的温度无疑将产生一定的影响。但是由于海水体积非常龐大，又处于不断的运动之中，而使輸入的热量不断的散布它处，因此，整个說来，地壳对海水溫度的影响实际上是很小的。据估計，由海底进入水中的热量为 50—80 卡/厘米^{2}年(Helland—Hansen, 1930)，不到輻射热的千分之一。若海洋平均深度为 3,800 米，則全年平均使水增加十万分之 1—2°C。这种作用只有在比較孤立的、运动較弱的海盆中才能被观测到，例如在日本海盆和菲律宾海沟中均发現在底层有溫度稍稍上升的現象(表 2-1、2)当与上述原因有关。

由动能轉变为热能者更少。由风能轉化成的热能，估計約为輻射能的万分之一。潮能所轉变成的热能可能大些，但它主要发生在潮流显著的淺海，故对整个海洋来說仍微不足道。

根据郎来(Langleg)的計算，由一切星体供給地球的能量 1 分鈡內不到十万分之一卡。

其他如由化学过程，海面水汽的凝結和海面的降水所提供的热量也都是十分微小的。至于大陆徑流，它在河流較多的海区影响較大，但对整个海洋来說也可忽略不計。因此，海洋热量的来源主要是太阳輻射。

海洋失热的主要形式是海面向外的长波輻射、蒸发以及与冷空气的湍流热交换等。关于它們的具体作用将在后面詳細討論。

表 2-1　菲律宾海沟溫度隨深度的分布

深度(米)	0	25	50	100	150	200	400	600	800	1000	1500
溫度(°C)	28.80	28.50	28.80	25.90	20.58	15.15	8.50	6.48	5.35	4.45	3.18
深度(米)	2000	3000	3500	4000	5000	6000	7000	8000	9000	10035	
溫度(°C)	2.25	1.64	1.58	1.60	1.78	1.86	2.01	2.15	2.31	2.48	

表 2-2　日本海深层水溫分布

深度(米)	1000	1500	2000	3000	3800
溫度(°C)	0.12	0.13	0.16	0.21	0.26

§2-2　太阳輻射

太阳是个灼热的气团，表面溫度达 6,000°C，它以电磁波的形式向外发射着能量，根据維恩定律，太阳輻射的波长，应在 0.17μ—4μ 之間，而以波长为 0.5μ 的光綫强度最大。其

中，波长小于 0.36μ 和大于 0.76μ 者都不能为肉眼所見，前者叫紫外綫，后者为紅外綫。在各波长的能量分布中，紫外綫占 5%，可見光占 52%，紅外綫占 43%。

太阳輻射的强弱，在气象学上用太阳輻射强度(I_0)来表示，它等于单位时間內，垂直投射于单位面积上的太阳能通量，单位一般采用卡/厘米^2·分。显然，对于地面来說，其通量的大小和入射光綫与地平面所成的角度有关，二者相互垂直时，通量最大，平行时为零；同时，与日地之間的距离也有关系，不过影响不大，在近日点(約 1 月 1 日)約大于远日点(約 7 月 2 日) 7%，故对水溫的分布和变化的影响不大。

太阳光綫与地面所成的角度，可以太阳高度(h)表示，所謂太阳高度，就是射于某点的太阳光綫与通过該点的水平面所成的角度。单位时間中通过地平面单位面积上的太阳輻射能与太阳高度的正弦成比例：

$$I = I_0 \sin h \tag{2-2.1}$$

尽人皆知，太阳高度(h)在不同的时間(不同的季节和时刻)以及同一时間的不同緯度均不相同。所以 I 的量値，也应隨时間和地点而作相应的变化。

另外，一天中的日照时間也是隨緯度和季节而变化的。可以证明，在赤道上任何季节的昼夜长短都是相同的；在春(秋)分时，任何緯度上的昼夜长短亦均相等。但除此以外的任何时間和緯度其昼夜长短都不相等：在春分到秋分期間(此时，太阳在北半球)北半球昼长大于 12 小时，夜长小于 12 小时，而南半球恰相反；在秋分到春分期間(此时太阳在南半球)，南半球昼长便大于 12 小时，夜长小于 12 小时，而北半球正相反；这种昼夜长短的差异，隨緯度的增高而增大，对于极圈以內的地区，夏季时，便成天阳光普照，而冬季則終日暗无天日(参見§9-1，图9-5、6 和 7)。

由于上述 I 和日照时間均隨緯度和季节而变化，所以一天中的日射总量(等于 I 对一天时間的积分) 亦将隨緯度和季节而变化。下表是計算而得的一天中日輻射总量在冬至和夏至隨緯度的分布情况(单位为卡)。

表 2-3

緯 度	90°N	80°	70°	60°	50°	40°	30°	20°	10°	0°	10°S	20°	30°	40°	50°	60°	70°	80°	90°
夏至	1110	1093	1043	1009	1020	1022	1005	964	900	814	708	585	450	306	170	48	—	—	—
冬至	—	—	—	51	181	327	480	624	756	869	962	1030	1073	1092	1089	1078	1114	1167	1185

从上表中看出：虽然 I 隨度而降弱，但由于夏季日照时間隨緯度而增加，所以高緯地区一天的輻射总量就显得特别大；太阳輻射的季节变化隨緯度而增大；太阳輻射隨緯度的变化冬季远大于夏季。

上面討論的是假設地球沒有大气包圍的情况，实际上，当太阳光綫射达地面时，尚需經过大气这一介质。由于大气(包括水汽和灰尘)的作用，就使得太阳輻射的問題更加复杂了。

首先，当光綫透过大气层时，由于空气(主要是水汽和灰尘)的吸收作用和散射作用，因而使达到地面的輻射能量选擇性地受到損失，直达地面的紫外綫几乎絕迹，可見光占 40%，紅外綫占 60%；根据阿波特(G. C. Abbot)和福勒(F. E. Fowle)的計算，太阳輻射透过大气层时被吸收的量占全体的 12%。

这样，实际射达地面的太阳輻射，便由两部分組成：一是直接穿过大气而达地面的光綫，叫做太阳的直达輻射；二是太阳輻射中被散射而达到地面的部分，叫做散射輻射。两者之和，叫做太阳的总輻射。

关于全年总輻射量的分布情况，群見图 2-1。

§2-3 海面的有效回輻射

(一) 海洋对輻射能的吸收 到达海面的輻射能，一部分为海面反射，另一部分进入水中。被反射的光綫，一部分属于直达輻射，另一部分属于散射輻射。直达輻射的反射率与太阳高度有关，其变化范圍很大，可由夫累涅尔公式計算之(参看第五章)；散射輻射的反射率与太阳高度无关，其变化范圍要小得多。因此，总的反射率是太阳高度的函数。对于不同波长，海水的反射率也是不同的，它与海水对光的吸收能力正相反：对于某种波长的吸收能力愈强，則反射能力就愈弱，海水对短波的反射率远大于长波。反射率还与海水透明度有关：透明度愈小，反射率愈大。海洋的反射率，平均約达 7%，其值由 5%(赤道附近)可变化到10—14%。

进入水中的輻射能，大部分被近表面一薄层海水所吸收，根据斯維尔德魯普計算的結果，当达到海面的热量为1,000卡/厘米^{2}时，在不同透明度下，各深度上的增溫值如下表所示：

表 2-4

深 度 (米)	公海地区		近岸地区	
	大透明度	中等透明度	中等透明度	低透明度
0—1	6.24	6.48	7.32	7.72
1—2	0.610	0.720	0.970	0.960
5—6	0.236	0.282	0.164	0.120
10—11	0.104	0.096	0.030	0.014
20—21	0.040	0.030	0.0016	0.0003
50—51	0.0096	0.0024	0.00000034	0.0000000015
100—101	0.0016	0.0000011	——	——

从表中看出，被海水吸收的热量在深于 1 米的地方急剧地减少，而在沿岸地区大于 20 米的深度上和公海地区大于 50 米的深度上，被吸收的热量已非常少。

(二) 海面的长波輻射和天空逆輻射 任何溫度高于絕对零度的物体，都要向外輻射热能，其能力的大小則視物质的性质和溫度而定，对于絕对黑体，則由斯忒芬-波尔兹曼公式 $I=\sigma T^4$ 确定。σ 为波尔兹曼常数，T 为絕对溫度。可見海面也要向外进行輻射，但因为海

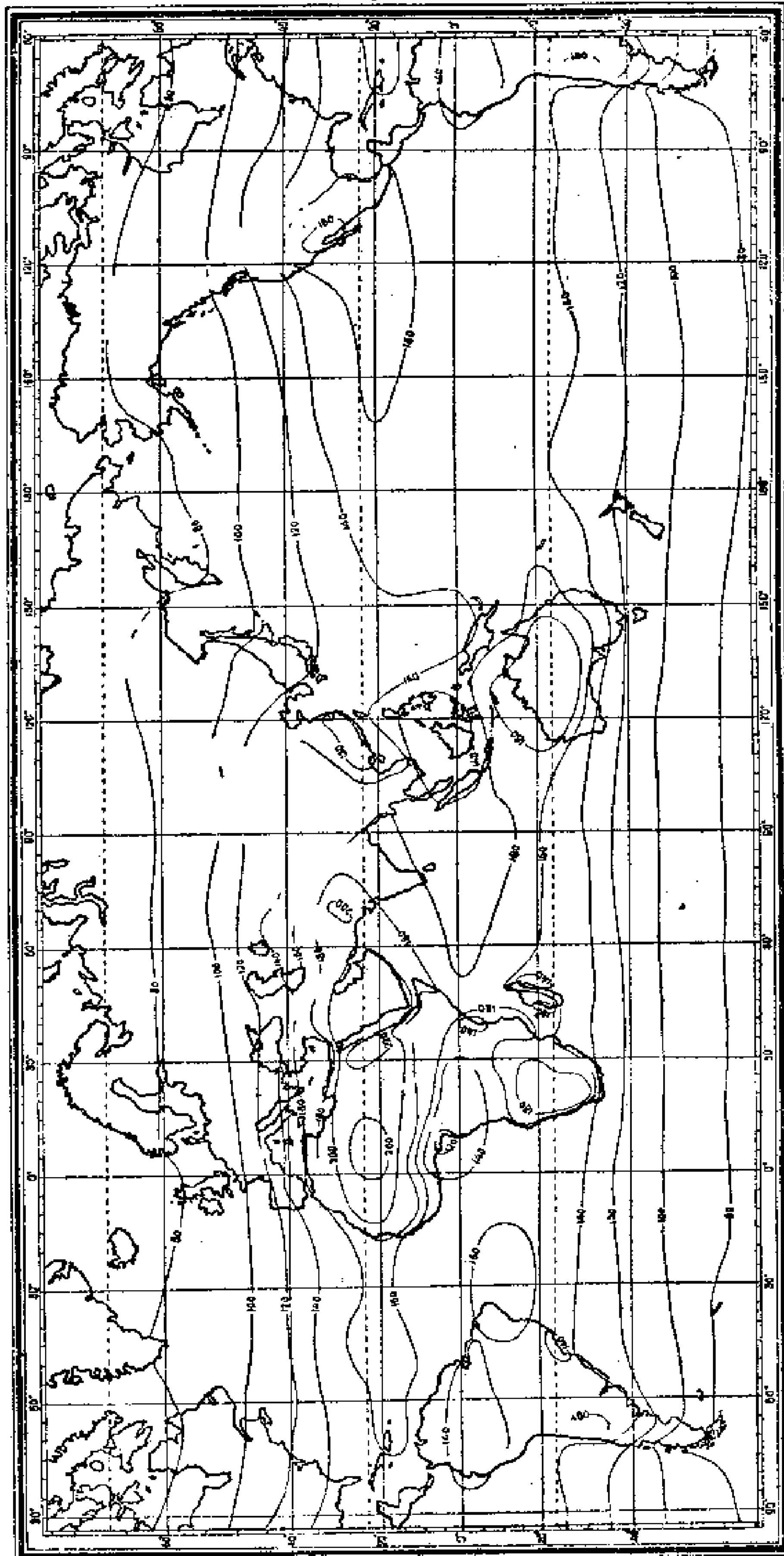


图 2-1 太阳全年总辐射分布(单位:千卡/厘米²·年)

面溫度較低(通常不超过 300°T),其所能輻射的波长在 3μ—80μ 之間,所以是长波輻射。

和海面的长波輻射一样,当天空中大气(主要是水汽)吸收海面的长波輻射而溫度增高以后,也要向外輻射长波,其中到达海面的輻射能絕大部分又为海面所吸收。所以,由于大气的这种逆輻射,將使海水的热量散失变緩。

(三)海面有效回輻射　海面向外的长波輻射与大气向海面的逆輻射之差,叫做海面的有效回輻射。有效回輻射的問題很重要,它在研究海水溫度的日变化和热量平衡时具有重要的意义。

有效回輻射的量值主要取决于海面的溫度和大气中的水汽含量:若水汽含量一定,則海面溫度愈高,有效回輻射愈强;在溫度一定时,大气中湿度愈大,有效輻射愈弱。

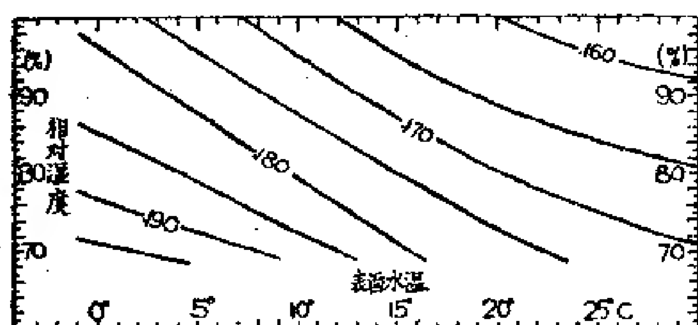


图 2-2　晴天时海面的有效回輻射(单位:卡/厘米²)

图中指出这一有效回輻射之量,为表面水溫与海面上几米处大气相对湿度的函数

图 2-2 就是斯維尔德魯普根据阿斯秋弄(Åongstrom)数据繪制的。图中表明,当晴天时由于海面水溫的升高,有效輻射便趋減小,这是由于空气中的水汽含量随水溫升高而增加的原故。

当天空有云时,則云量和云的性质对有效輻射的影响很大:云量愈多,向海面的逆輻射就愈强,因此,有效回輻射愈小;当云层愈密(水滴密度愈大)和愈低(水滴愈大溫度愈高)时,則有效回輻射也愈小。所以,在冬天当夜間为阴天时,早晨出外感到暖和,而且不易出現霜冻現象;而当夜間为晴天时,早晨溫度就較低,地面有露水或霜冻出現。云量的这种作用,犹如花房玻璃的作用一样,所以在气象学上叫做花房效应。

回輻射既与海面水溫及空气中之水汽量和云量有关,因此,这些因素的分布和变化当然就要影响到它的分布和变化。有效回輻射在不同的緯度和不同的季节及至一天中的不同时間都不相同,具体情况視当地的水溫和大气状态而定。不过总的說来,有效回輻射的变化相对于短波輻射的变化要小得多。

上面我們談了太阳的直达輻射(Q)、散射輻射(q)、反射輻射(S)、大气逆輻射(G)和海面长波輻射(g),前三种属于短波輻射,后者属于长波輻射,总起来組成了海洋的輻射平衡:

$$B=Q+q+G-S-g \tag{2-2.1}$$

根据上面的討論,我們知道輻射平衡的分布和变化应該随太阳高度(时間季节和緯度),大气中的水汽和云量等因素而定。因为不仅太阳輻射,就是云量在海洋上也几成带状分布,所以对于全年的情况来說,輻射平衡在海洋上也大致成带状分布:随緯度的降低而增高。从輻射平衡分布图(图 2-3)中可以看到,年輻射平衡在整个海洋上都是正的,这就是說收入大于支出。如果比較图 2-1 和 2—3,則不难发現,全年有效回輻射的量值,大約在 40—60 千卡/厘米²·年之間,低緯地区較小,随緯度的增加而有所增加。

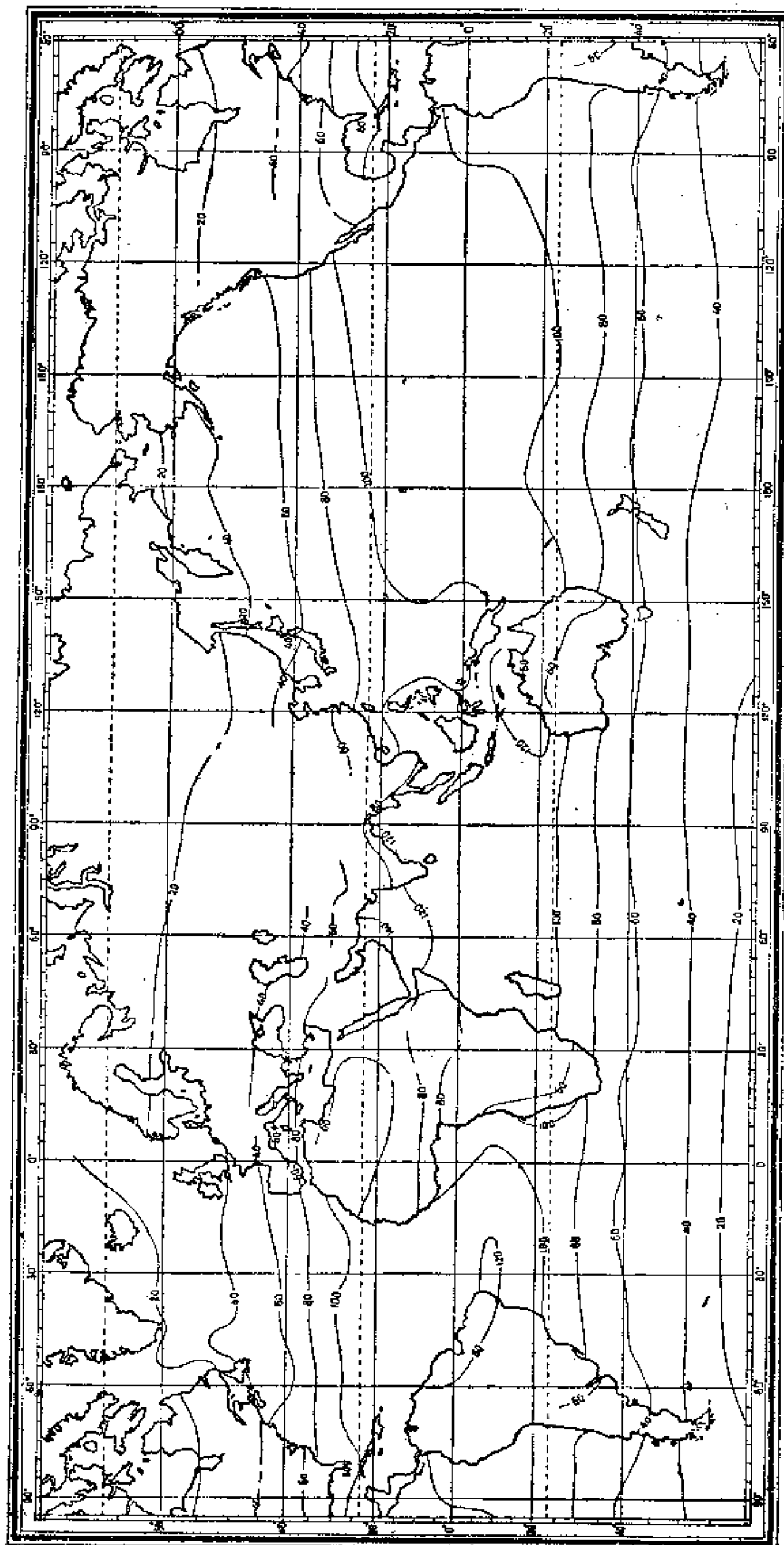


图 2-3 海洋表面的辐射平衡(单位：千卡/厘米^2·年)

§2-4 大气和海洋的热量交换

任何不同温度的物质相互接触，都要产生热量的交换，大气和海洋之間的情况也是如此。但是，如果相互接触的空气和海水都处在完全的静止状态，那么，到一定时候，由于它們的溫度已經相等，因而热交換便要停止。这是不可能的。由于动力及热力的原因，在流体內部将不断的进行着质量的混和，从而使热交換得以維持。下面对海面气溫低于表面水溫和高于表面水溫的两种情况分别加以討論。

若气溫低于水溫，此时，海面空气因获得热量而升高溫度，遂形成空气层間的上下对流，使海水的热量源源輸向空气；与此同时，表面海水的溫度降低，从而使海水內部亦形成垂直对流。当然，此时如果流体还存在着其他的运动形式（如风、海流和波浪等），那末，由于动力作用而形成的渦动混和，将促进上述热量的傳递。事实上，这两种作用常常是同时存在的。

若气溫高于水溫，这时的情况便有所不同。此时，由于无論是空气或海水內部，都将形成上面密度小下面密度大的稳定状态，使上述对流不能产生，而由动力作用产生的渦动混和，亦将因这种流体內部的稳定性而受到抑制。由此可見，在这种情况下，空气和海水的热量交換是十分微弱的。

就平均而論，海面水溫高于其上的空气层溫度，所以，两者热交換的結果，是海洋向大气輸送热量，这从图 2-4 中可以看出。

据估計，海洋的热盈余（即由輻射平衡所剩余的热量），仅有百分之十是由海面与大气之間的热交換輸出的，而其余的百分之九十，則是消耗于蒸发。

§2-5 海面的蒸发

水（液相）和汽（气相）是同一物质的两种存在形式，在一定的自然条件下，它們相互联系又相互轉化。在每一瞬間，有无数的水分子飞出水面，同时又有无数的水汽分子投入水中。当前一个过程占优势时，海水便呈現蒸发現象；而后一过程占优势时，則便呈現凝結現象；当两个过程处于均势时，蒸发現象便停止了，此时叫做“动态平衡”。

每个水分子都处在永恒的运动之中，所以具有动能。当分子的动能超过了它所受到的其它分子的吸引力时便可能飞出水面，而首先飞出水面的，显然便是动能最大的所謂“热分子”。因此，便使液体分子的平均动能减少——水变冷了。这种由于汽化而損失的热量，叫做蒸发潜热，用卡/克表示。当然，当气体分子重新回到水中时，这部分热又将还給水。海水因含有盐分，汽化时除了克服水分子的吸引力外，尙需克服盐分子的吸引力。这就是海水的蒸发比淡水慢的原因。岡田武松得出，盐度为 36.6‰的海水，溫度从 5—27° 时，其蒸发为蒸餾水的 95—99%。与此相应地，海面的水汽張力（在一定溫度下由水面蒸发的水汽所呈

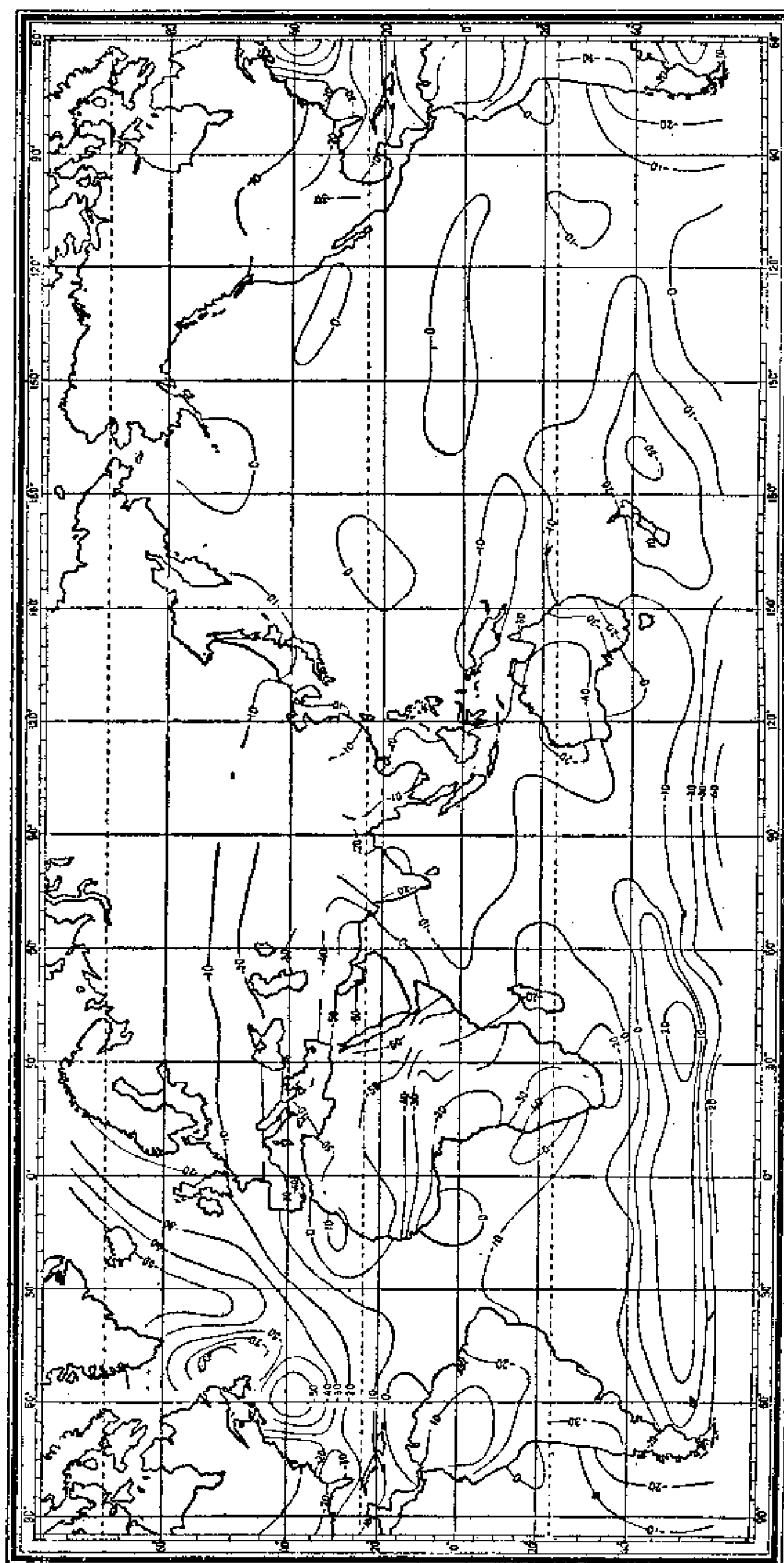


图 2-4　海洋与大气之間的湍流热交换(单位：千卡/厘米^2·年)

現的压力)也較淡水水面的水汽張力小。

当空气中之水汽張力小于同温度水的水汽張力时，空气中的水汽含量便不飽和，这时，就可能进行蒸发；而当空气中之水汽張力等于同温度水之水汽張力时，其水汽含量便达到飽和状态，此时，蒸发便要停止，如果再增加水汽，便要开始凝結(如果有凝結核的話)。

海洋蒸发現象的維持，取决于海面空气中的水汽状况，即空气中水汽的分布和飽和度。貼近海面的空气，由于海水的蒸发作用，其水汽很快便会达到飽和状态，若要使蒸发继續进行，只有将已經飽和的空气搬走，为此，就必須借助于空气的混和作用。如前指出，空气的混和有三种形式，即分子混和、渦动混和和对流混和。前者作用微弱，一般很少考慮；后者只有当水温高于气温时才能发生；至于渦动混和，它只要有风，就可能产生。由此，我們不难得到維持和促进蒸发的条件：首先，空气必須是未飽和的，而且其湿度必須小于貼水层空气的飽和湿度——这是前提；第二，风是影响蒸发速率的重要因素，它主要是形成空气的动力湍流，同时，风引起的波浪，将增大海面的蒸发面积，大的风还会带走海面的浪花(形成所謂机械蒸发)；第三，表面海水和海面空气的温度状况也是影响蒸发的相当重要的因素，当水温高于气温时，由于热力湍流而加强蒸发；反之，由于空气的稳定性，而将使蒸发受到抑制。

蒸发的速率用“蒸发量”来表示，即单位时間，单位面积上蒸发的水柱高度。应該注意，当求某一海区的蒸发总量时，用单位面积的蒸发量乘海区面积的簡单方法是不准确的，还必須考虑到海面的粗糙不平的性质。

求蒸发量可以用直接观测的方法，也可以用間接計算的方法。直接观测是用一特制水盆装在船上观测。显然，这样的观测值将大大超过实际的蒸发量，这是因为观测高度的风速比海面风速大得多，同时，观测高度的空气又比海面干燥的原故。烏斯特曾經分析了甲板上水盆面高度处与海面上几个厘米处的风速与蒸汽張力之差，得出实际的蒸发量是观测值的53%。关于間接計算的問題，曾有不少学者进行过研究。現将其中的一部分結果列举如下：

$$Z=(0.274+0.0317U)(e_s-e) \tag{2-5.1}$$

式中 Z 为一昼夜的蒸发量(毫米)，U 为风速(米/秒)，e_s 为貼海面空气的飽和水汽压，e 为海面上某高度处的水汽压。

斯維尔德魯普公式：

$$E=\frac{\rho k_0 U(q_s-q)}{Ud+\frac{k_0}{x^2}\ln\left(\frac{z_1+z_0}{z_0}\right)^2} \tag{2-5.2}$$

式中 k_0 是分子扩散系数，ρ 是空气密度，x 是无因次的常数，z_1 为风速仪与海面的距离：所有这些都是常数。z_0 是海面粗糙度，与风速有关，但变化不大，也可近似地視为常数。U 为 z_1 处的风速，d 是分子扩散层的厚度，量值很小，故 Ud 与后面一項比較可忽略。q_s 和 q 分别为貼水面空气的飽和比湿和距水面若干米处的空气比湿，若以相应的水汽压代替，則上式便可写成如下的簡单形式：

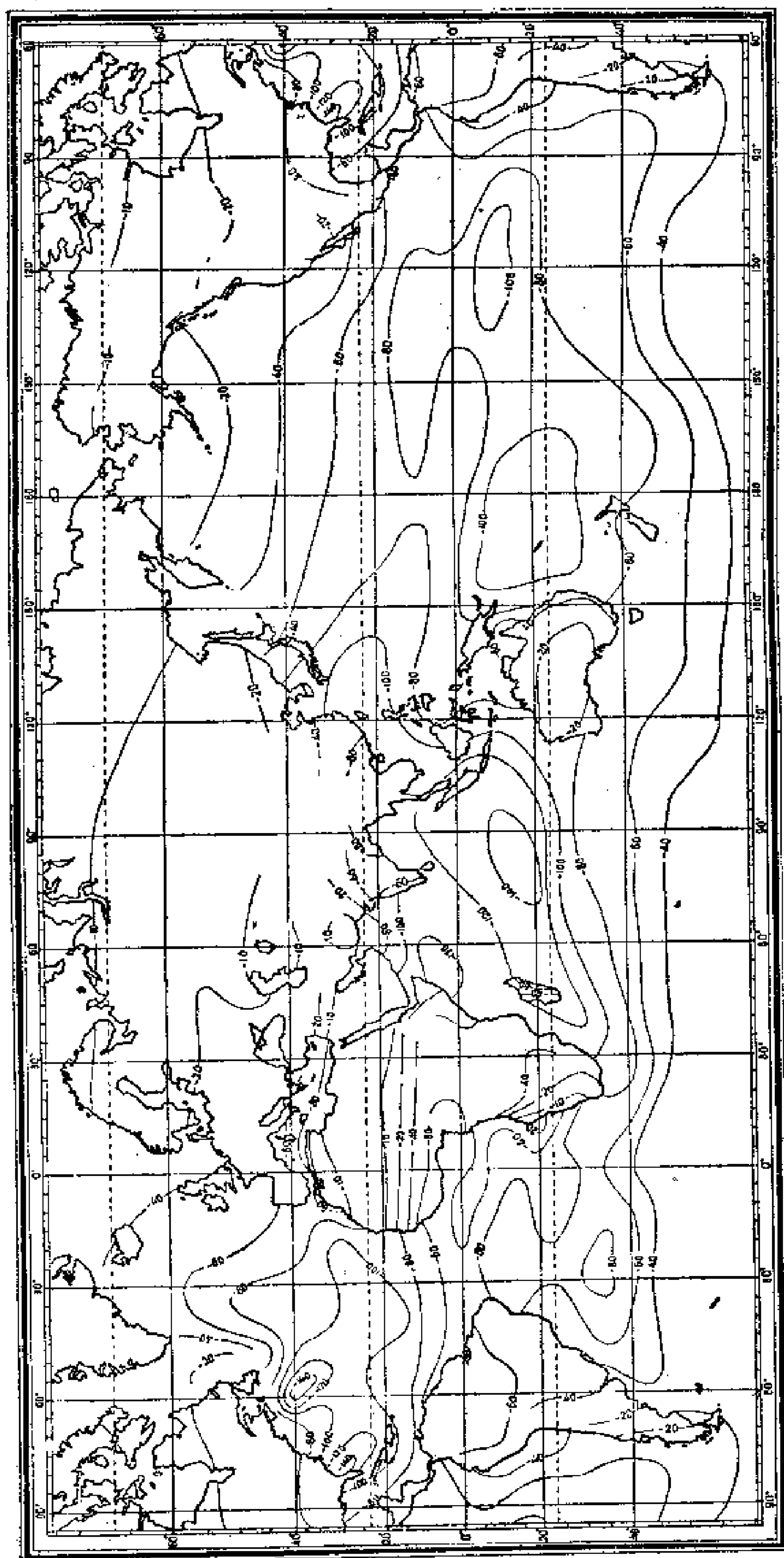


图 2-5 海面因蒸发而消耗的热量(单位: 千卡/厘米^2·年)

$$E=AU(e_s-e) \tag{2-5.3}$$

塔伯特公式:

$$E=C\frac{B_0}{B}\ \frac{\theta}{\theta_0}\sqrt{U}\,(e_s-e) \tag{2-5.4}$$

B_0 和 B 分别为标准大气压和大气压, θ 和 θ_0 分别为气溫和水溫, C 为常数, e_s 和 e 同上面公式。以上各式中 E 均为日蒸发量, 以毫米/日表示。

关于实际海洋中的蒸发量, 各学者的結論不一样, 烏斯特根据观測的结果指出, 世界大洋中蒸发量的年平均值約为93厘米, 誤差在 10—15% 之內。而模斯貝用热平衡方法, 得出的数值为 106 厘米。

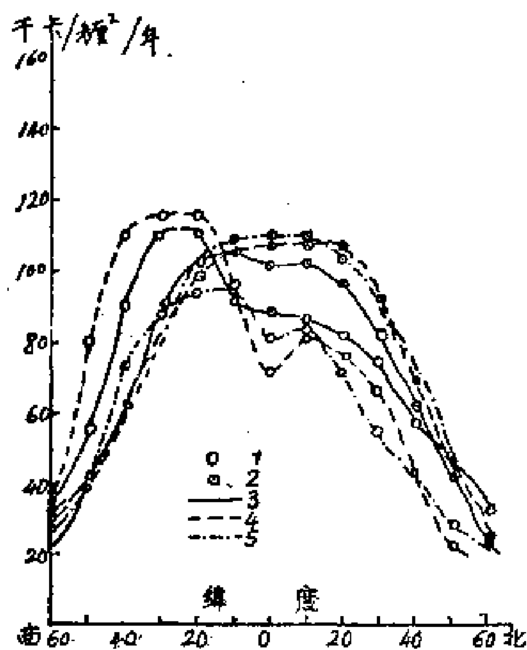


图 2-6 太平洋表面热量平衡各主要組成部分間之关系

1—由蒸发及湍流热交換失去的热量(一);
2—輻射平衡;
3—东經 155°;
4—西經 170°;
5—西經 140°。

图 2-5 是因蒸发而消耗的热量的地理分布, 图中指出海面的蒸发量是馬鞍形, 赤道較小, 原因是风小, 湿度大; 亚热带区最大, 因为那里风大, 而且是空气下沉区, 故湿度很小, 最小的蒸发量是极地海区。

在一年之中, 蒸发最高月份是秋冬季, 而最低月份是夏季, 这是与上面討論的結果論相符的。

上面我們討論了海面与外界的热量交換的各种过程, 这些过程的綜合, 已在图 2-6 中表示出来, 图中可以看到, 各个海区的热收支并不相等, 有的收入大于支出, 有的則相反。这样的結果, 势必造成海水溫度年平均值的不稳定——有的永远升高, 有的永远減低, 但事实并不然, 如何解釋这种矛盾現象呢? 原来还有一項重要的因素尚未考慮, 即海洋內部的热量运輸。

§2-6 海洋內部的热交換

海洋內部的热交換是通过如下各个过程实現的: 对流混和、渦动混和、分子混和以及水平和垂直的海流。对流混和是完全由重力的作用产生的, 当海水上层密度大于下层时, 便要发生对流。因此, 对流混和一般只能发生在天气由暖变冷的季节。其作用是使下层的热量向上运輸。渦动混和則一年四季都能发生, 它是由海水运动的速度梯度所产生的, 其对热运輸的作用, 視海水溫度的垂直分布而定。分子混和是由分子的热运动引起的, 但这种作用极慢, 一般都不予考慮。水平海流輸送的热量是很可观的, 但它的这种作用主要是在經綫方

向。垂直环流的作用是使热量进行垂直方向的运輸，具体情况視当地水温的垂直分布而定。

至此，我們已經討論了热平衡的所有要素，根据这些要素便可写出如下热平衡公式：

$$B+L+M+Q=C \tag{2-6.1}$$

式中 B 为輻射平衡，L 为相应于蒸发和凝結过程的热交换，M 为海面与大气之間的热交换，Q 是海水的內部的热交换(水平的和垂直的)，而 C 則是表示热量的剩余，若为正，則水溫将升高，若为負，則水溫便降低。如上节指出，就全年或多年的平均而論，C 应該接近于零。

应注意：上面討論的热平衡只是大洋的情况，对于近海，則尙需考慮海洋与大陆的热交换，尤其是大陆徑流的作用。至于結冰和融冰的海区，还得将結冰和融冰过程的作用考慮在內。

尽管热平衡的要素是很多的，但其中起主导作用的却只有一个，那就是太阳輻射。

§2-7 海水溫度的分布

討論海水溫度的分布規律，需采取上下、纵横、点面相結合的方法。这样，通过从各个不同角度的观察，就可以对世界海洋溫度的結构有一个全面的认識。

先討論表面溫度的分布。

图 2-7 是 8 月份表面的水溫分布图。从这些紛杂的曲綫中能否找出它們的規律呢？让我們先看太平洋的情况。首先看到的是曲綫的疏密分布不均匀，疏的很疏，密的很密。在赤道和热带海区 27° 到 28° 等溫綫，盘据着从北緯 20° 到南緯 20° 的絕大部分区域。最密的地方是中緯度以及大洋东岸低緯度的某些地带，而以大洋西岸日本北海道外約北緯 40° 左右地带尤甚。試看大西洋和印度洋也有相同的情况。大西洋溫度梯度最大的区域，在北美紐芬兰外面，約北緯 40° 左右的地带，在那里，有些地方船头船尾的溫度可相差 12°C 之多。在印度洋的北部比較特殊，这是因为被大陆所包圍的原故。可見，上述的这个現象并非偶然的，而是共同具有的規律。原因是在赤道和热带太阳輻射强度的变化不大(試看图 2-1)；而某些地带水溫梯度之所以特别大，乃是由于两种不同性质的水团相迂的結果：在太平洋的东北部日本外海，黑潮暖流和亲潮寒流在那里交汇；在大西洋的相对应的地方，拉布拉多寒流和强大的湾流(暖流)相遇；中緯度(南半球的)海区水溫水平梯度大的原因，是因为被西风所带动的西风漂流(寒流性质)和自低緯向高緯移动的暖水交汇的結果。(关于这几支海流，可看 §7-4)。

无論那一个大洋，其溫度的分布是赤道区域最高，向两极逐漸減低，其原因也是由于太阳輻射的分布所形成的(見图 2-1, 3)。

如果水溫只受太阳輻射的影响，那末，等溫綫就应該与緯綫平行，但事实却不然，絕大部分地方的等溫綫是并不完全与緯綫平行的，有的差得大些，有的小些。原因有二，其一是在水陆分布的影响，由于水陆分布的不均匀，而使气压的分布和大气环流发生变化，大气环流的分布和变化直接影响到水溫的分布和变化；其二，是海水的运动，即海流的分布。让我

們还是先看太平洋，北太平洋的等溫綫，尤如横放着的一把扫帚：柄在西，头朝东。若以北緯 40° 为界，則以南，水溫西面高，东面低；以北，东面高西面低。在南半球的南美大陆和澳洲大陆之間的地方，也有类似的情况，卽西面較东面为高，低緯地带尤为显著．如在約南緯 25° 的地带，澳洲外面是 20°C，而在南美外面則为 15°C。这样的情形，在其他大洋也是存在的。印度洋南部和大西洋与太平洋相仿，而印度洋的北半部只是因为形态和环流的特点不同，故比較特殊。

上述現象产生的原因，主要是海流：暖流过处，使其水溫高于同緯度的平均水溫；寒流过处，使其水溫低于同緯度的平均水溫。

另外，上升流对水溫的分布影响也不能忽視。例如在非洲的西南海岸，和东北海岸外都有一个低溫的中心，这就是由于风产生的上升流所导致的。类似的情况在北美加利福尼亚

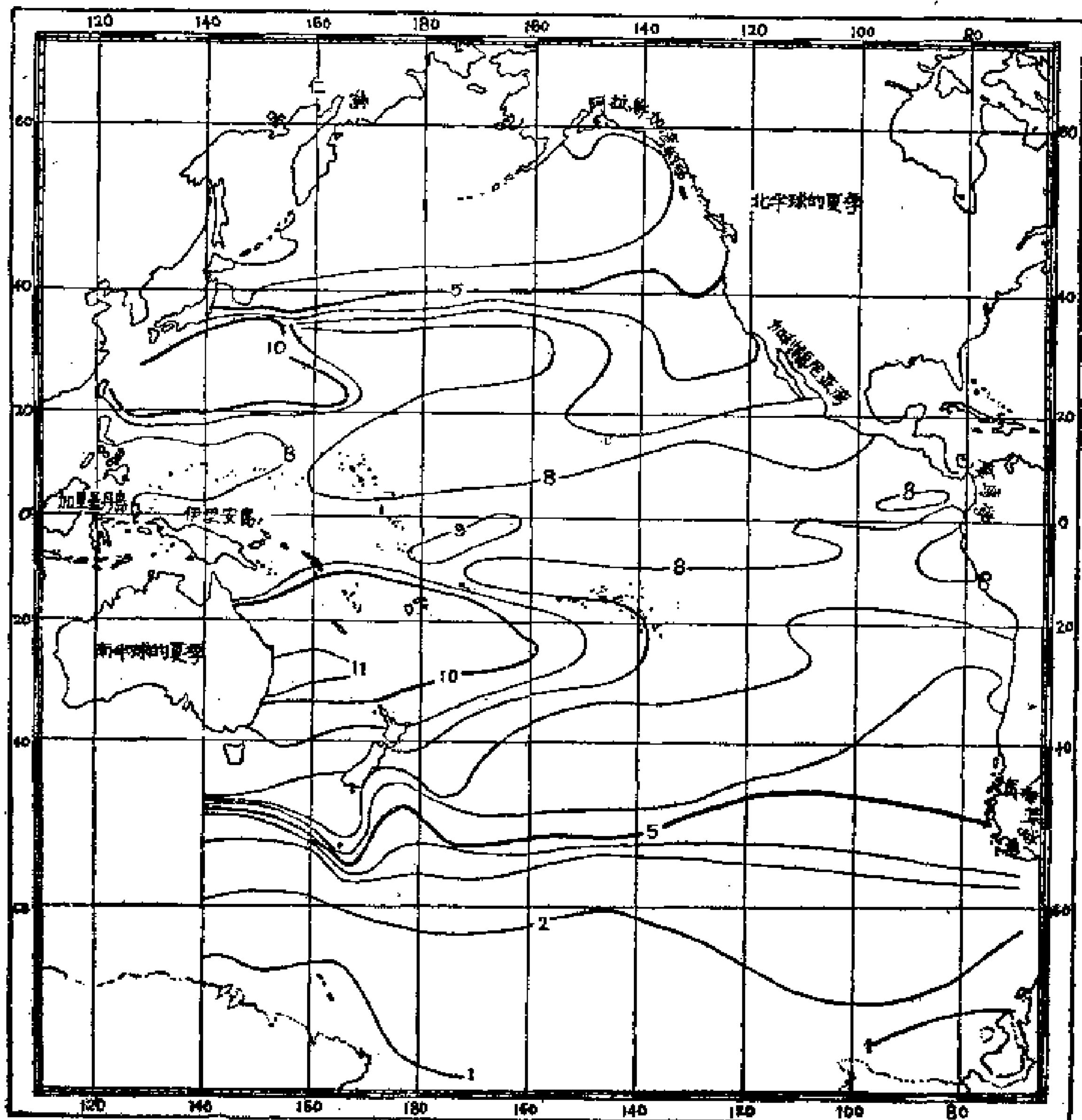


图 2-9 太平洋 500 米深处水溫分布

和南美秘魯海岸外都有。总之，上升流将使該地夏季和全年平均水溫減低。

在 2 月份，水溫的分布（图 2-8）基本上与 8 月份相同。所差的只是北半球的水溫普遍降低，南半球的水溫普遍升高。例如在北緯 40° 地带，8 月份 20°C 等溫綫占着大部分緯圈，而 2 月分則 10° 等溫綫占着大部分緯圈。在南半球，南緯 40° 地带 8 月份 12°C 等溫綫几乎与緯綫重合，而 2 月份，緯圈的大部分溫度在 17°C 以上。与此相应的，最高溫度地带也随着季节的更替而作南北移动。等溫綫趋势的根本改变只有在环流性质起了根本改变后方才有可能。例如北印度洋，冬季北非沿岸的冷中心不見了，这是因为冬季季风方向与夏季季风正好相反，因此，上升流在冬季消失了的原故。另外，28° 的等溫綫的走向冬夏也迥然不同，这也是由于季风性质的改变而引起了环流性质的改变所导致的。

綜上所述，大洋水溫的分布規律，大体上可归納成如下几条：

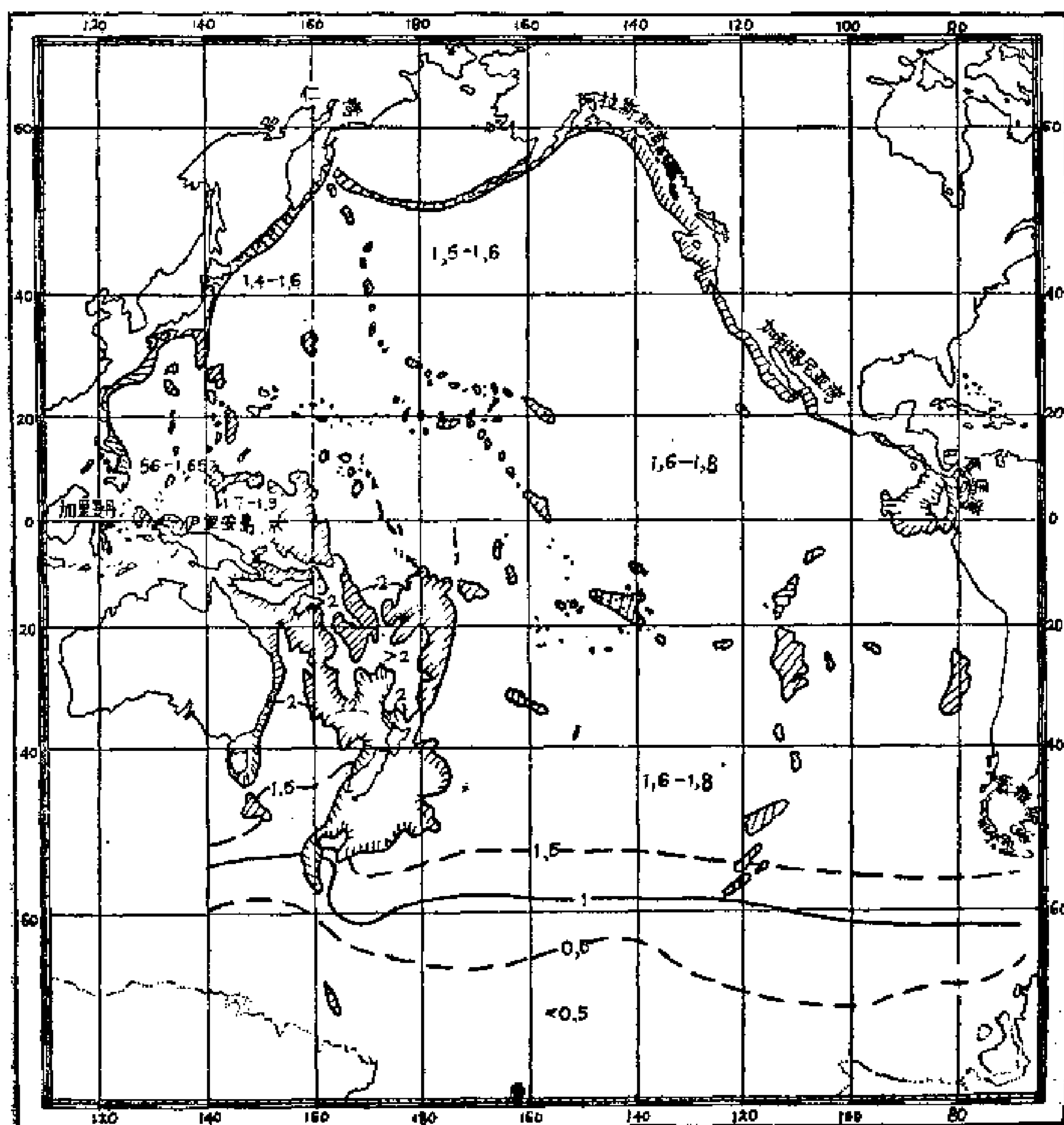


图 2-10 太平洋 3,000 米深处水溫分布

(1) 水溫由低緯到高緯逐漸变低；(2)海流的分布，使水溫的分布产生反常現象；(3)两种不同性质的水团交汇的地方，使等溫綫密集，亦即使溫度梯度增大，而以上这些規律的形成最主要的原因是太阳輻射的分布和海流的分布。

最后还需指出，南北半球表面水溫的平均值并不相等；北半球高，南半球低。而平均最高水溫(即热赤道)亦在赤道以北。这与大陆分布的特点有关，北半部的海洋几被大陆所包圍，因此，其与北冰洋寒水的构通很少，太平洋的北部几乎是封閉的，只有很窄的白令海峽可以与北冰洋相互交通，大西洋虽然与北冰洋比較暢通，但深度很淺，除了法罗群島以南很窄的水道較深以外，其他一般都在500米以內。另外，与环流的情况也很有关系，因为不論在太平洋、大西洋和印度洋都有暖水从南半球进入北半球。

以上討論了海面的溫度狀况，至于深层，則情况就要簡单得多，因为深层的水溫，不受外界因子的影响，主要是被海水的环流所支配，因此，深层水溫的分布，也就决定于深层环流的情况。

图2-9和10分别是太平洋500米和3,000米的水溫分布图。500米水层的溫度狀况就已經与表层很不相同了。首先，水溫更均匀了，全部相差在10°以內(而表面溫度相差却在30°以內)，其次，最高溫度也不在赤道地带，而移到西部緯度20—30°的地带。致于3,000米的深层，則与表面根本就不相同了，在那里，虽然最低溫度乃在高緯，但整个海洋的溫度相差不超过2°。总之，愈往下，水溫就愈均匀，及至底层，溫度均在0度以上2度以下。对于其他的大洋也应相似。

为了对大洋水溫的立体結构有一完整概念，让我們再来观察其纵向的水溫結构。图2-11、12和13分别是太平洋、印度洋和大西洋經向的溫度剖面图。从这剖面图上可以看出，

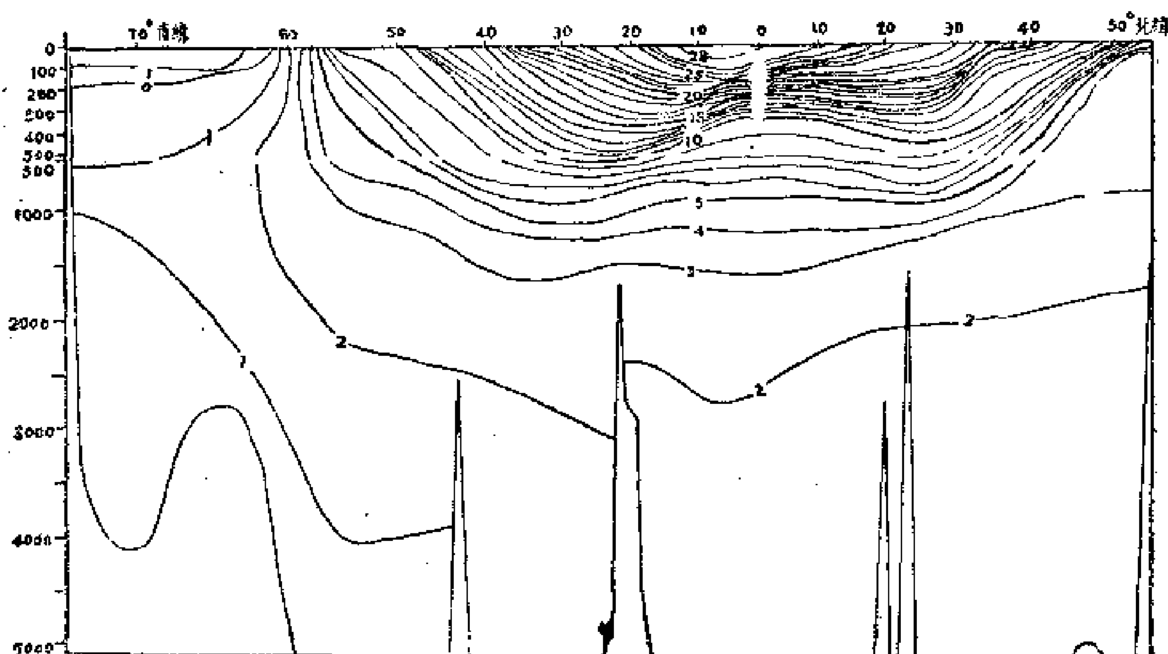


图 2-11 太平洋西經170—180°断面水溫分布

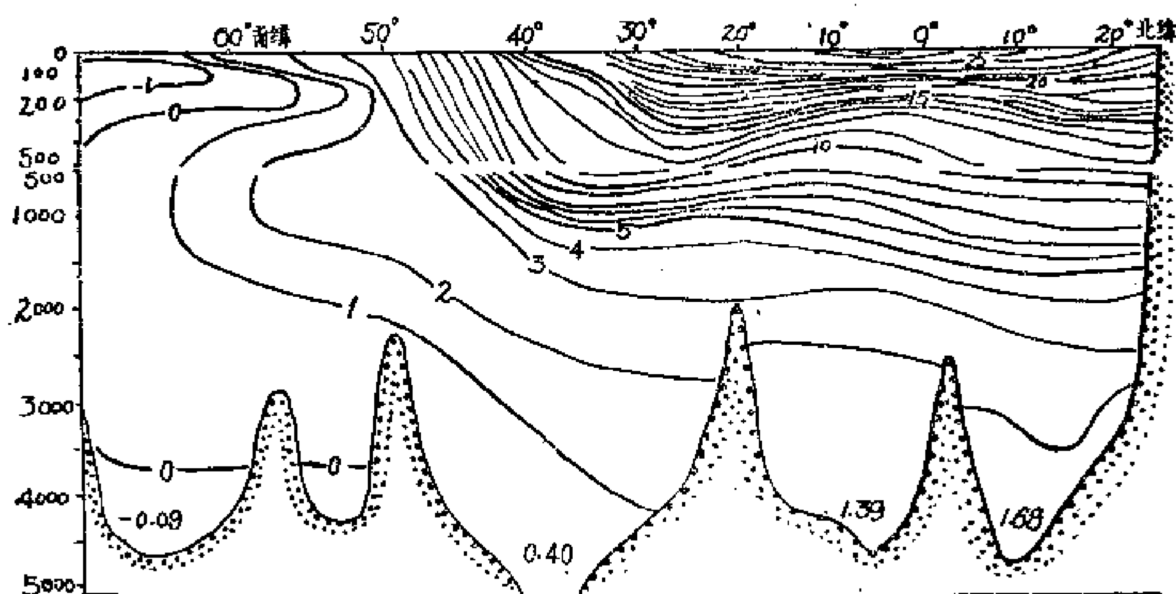
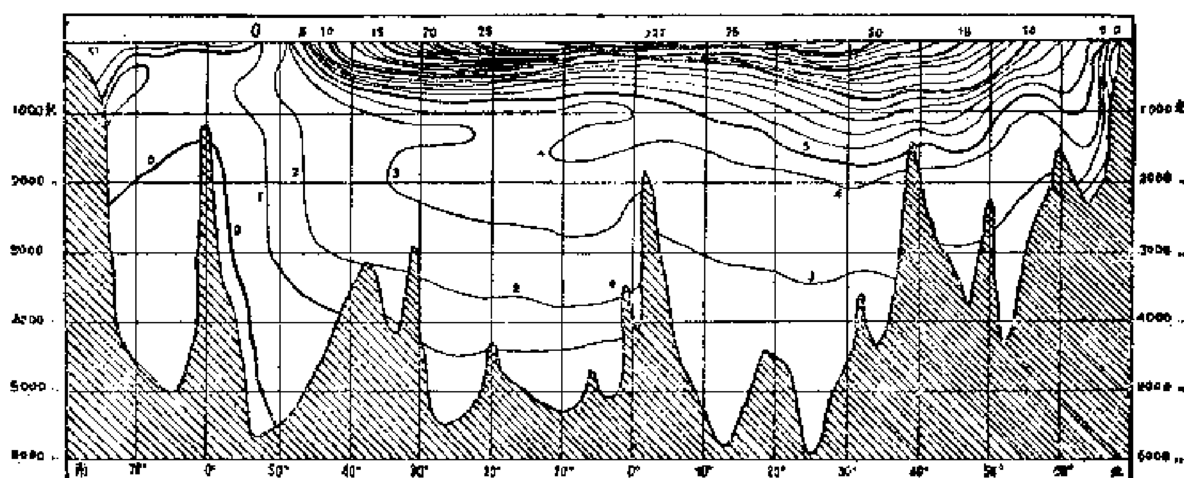


图2-12 印度东經60—70°断面水溫分布


图2-13 大西洋經向(从南极大陆到格林兰島)断面水溫分布

溫度的垂直結构在大洋的上部与下部是截然不同的，在上部，大約一、二千米的水层，溫度变化很快，而在下层则几乎沒有变化。另外，在不同的緯度带，水溫的垂直分布也有不同的特点，如在赤道和热带区域，表层（有的地方可达100米左右）被高溫而均匀的表层水所占据，其下，則是溫度飞跃层，在不到200米的水层內，溫度可以变化一、二十度，穿过飞跃层，溫度变化又緩慢下来。緯度較高些的地区，强大的飞跃层沒有了，溫度在上层一、二千米的范圍內逐渐的、但也是相当迅速的减低着，通过这一水层以后，溫度的变化又变得十分緩慢，与第一类型一样。到高緯度极地地区，由于冬季垂直环流的作用，上下水层十分均匀一致，在夏季可能在次表层出現冷中間层，但到冬季便又因对流的发展而归于消灭。

§2-8　海水温度的变化

(一) 关于周期性变化的理論分析　如上所述，水溫的变化主要是由太阳輻射来决定的，太阳輻射的变化是周期性的，有一日的周期，也有一年的周期，所以水溫也应有相应的周期性变化。下面，我們首先从理論上来討論它。

設表面水溫的变化由下式表示：

$$\vartheta = \vartheta_0 \sin(\alpha t - \alpha_0) \tag{2-8.1}$$

式中 ϑ_0 表示溫度变化的振幅，$\alpha = \frac{2\pi}{T}$，T 是变化的周期，例如一天或一年等，α_0 为初位相。

表层的溫度变化，必然要傳到深层中去，其傳播的規律由渦动热傳导方程規定，即

$$\frac{\partial\vartheta}{\partial t} = \frac{\mu}{\rho}\frac{\partial^2\vartheta}{\partial Z^2} \tag{2-8.2}$$

上式 μ 是渦动混和系量，ρ 是海水密度。把上式求解，便得

$$\vartheta = \vartheta_0 e^{-\beta z} \sin(\alpha t - \beta z - \alpha_0) \tag{2-8.3}$$

式中 $\beta = \sqrt{\frac{\pi\rho}{\mu T}}$，令 $Z=0$，則(2-8.3)式就等于(2-8.1)式。因此，式(2-8.3)表示出从表面至各不同深度溫度的变化规律。显然，周期是不隨深度而变的，但振幅却隨深度的加大而指数地減小，同时，位相却隨之而增大。

如果将日变化和年变化的周期分别代入 β 的表达式，則可得出日变化的 β 值較年变化的 β 值大 19 倍(即：$\frac{\beta_{日}}{\beta_{年}} = \sqrt{\frac{T_{年}}{T_{日}}} = \sqrt{365} \doteq 19$)，这表示，日变化的振幅隨深度的減小較年变化的快得多，或者說，日变化所能及到的深度較年变化的要小得多。

我們可以把溫度的傳布設想为一种波动，在一个周期之內，"溫度波"向下傳布的距离正好等于一个波长，也就是說，相距一个波长的深度，其"溫度波"的位相差为 2π，即

$$\beta\lambda = 2\pi,\ \lambda = \frac{2\pi}{\beta} = 2\sqrt{\frac{\pi\mu T}{\rho}}$$

"溫度波"傳布的速度便为

$$V = \frac{\lambda}{T} = 2\sqrt{\frac{\pi\mu}{\rho T}} \tag{2-8.4}$$

这个公式的物理意义是說明，"溫度波"向下傳布的速度与其周期的平方根成反比。一个海表面溫度日变化的最大值傳入 1 米深所需的时間如果为 1 天，那末，年变化的最大值傳布同样深度就需要 19 天(因为 $V_{年} = V_{日}\sqrt{\frac{T_{日}}{T_{年}}} = \frac{1}{19}V_{日}$)。下面将会看到，以上这些結論，与实际現象是十分一致的。

(二) 海水溫度的日变化　让我們先看一个一天中热平衡的变化图。图中 q_r 表示輻射

平衡，其与太阳辐射的变化一致，q_a 为由海面放到大气中去的总热量，q_θ 即为用以改变海水温度的热量。

图中表明 q_r 和 q_θ 两条曲綫的趋势基本上是一致的，这就证明了我們前面的結論：溫度的变化的主导因素是太阳輻射。

图中 q_θ 曲綫与横坐标有两个交点，它們是海水由失热到得热（或者說由降溫到升溫）或由得热到失热的轉折点。可見，这两个交点的位置就决定着水溫最高和最低溫度出现的时間。至于日較差的大小，則决定决于 q_θ 与横坐标間所包之面积的大小，面积愈大，日較差則愈大，反之便愈小。

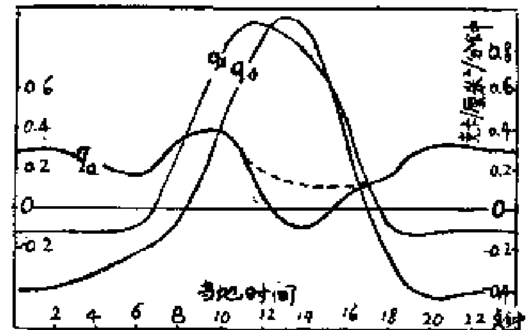


图 2-14 大西洋赤道附近热平衡的日变化

由于观察技术上的困难，大洋中日变化的資料是很小的，从已得的少数資料看，一般认为，其日較差的量值不超过 0.3—0.4℃，从表 2-5 列出的一些观测数据看，上述結論是符合实际的。

表 2-5 世界大洋日較差及最高最低溫出現的时間

緯 度	經 度	日 期	最高水溫 (°C)	时 間	最低水溫 (°C)	时 間	溫 差
堪察加东岸		“勇七号” 16—18Ⅷ	10.28	1300	9.98	2300	0.30
12°37.6′N	47°36.1′W	“流星号” 27—28Ⅲ	25.64	134	25.64	0412	0.18
2°32.N	26°01′W	23Ⅹ	27.66	1217	27.36	0233	0.27
2°26.7′S	34°57.4′W	1—2Ⅱ	27	1450	26.73	0430	0.29
8°58.7′S	10°53.8′E	29—31Ⅷ	21	1550	21.90	0335	0.31
52°59.3′S	38°00.5′W	“季斯科維里Ⅱ” 16—17, XII	2:98	1400	2.69	0800	0.29

上述关于日較差的数字当然是大洋的情况，对于近海，尤其是貼近大陆的部分，則要大得多，常常可达到 3—4℃ 以上。

其实，不仅是大洋和近海的日較差不同，就是不同緯度带和不同季节，其日較差也是不相同的。一般說来，緯度愈低，日較差愈大；冬季日較差較小，其他季节較大。例如中国海北部冬季日較差一般小于 1℃，通常在 0.5℃ 左右，而夏季則一般都在 1℃ 以上，达到 3—5℃。

日变化的最大最小值出现的时間是不很一致的，其与当时的气象条件有很大关系，不过一般說来，最低溫度出现在黎明前后，最高溫度則在午后出现。

天气情况对日較差的影响是很大的，而其中最主要的当推风和云。

风一方面促进着海面的蒸发和大气与海面之間的热交换，从而加速海水的散热，不过由于这种作用产生的时間不同，其效果也可能相反。风对水溫日变化影响最大的是它能促进海水的渦动混和，使表层海水热量趋向均勻，从而减小水溫的日較差。

云的作用在白昼反射和吸收太阳輻射（云愈低愈密則愈甚），削弱太阳輻射的强度；另一

方面，在夜間由于其花房效应而減小海面的有效回輻射。总之，不管它出現在何时，均能使日較差減小。

紹特根据热带海区的观察資料得出日較差与云和风的关系如表 2-6 所示。

表 2-6　热带海区的表面溫度变化的日較差

风速和云量	水溫日較差		
	平均值	最高值	最低值
1.和风到清风			
a.阴天	0.39	0.6	0.0
b.晴天	0.71	1.1	0.3
2.无风或徽风			
a.阴天	0.93	1.4	0.6
b.晴天	1.59	1.9	1.2

表面的日变化将通过热傳导达到下层，其所及之深度决定于表层日較差的大小，气象条件及水层的稳定度。通常，在表层的溫度均匀层以下便是溫度很快降低的水层，由于密度的很快增大，水层稳定，所以日变化是不易穿过此层的，而只能达到它的上界。从"勇士号"在太平洋西部的調查，以及"季斯科維里II号"在南溫带所获得的資料表明，日变化在 10　20 米的深度，尙能明显的观察到。不过，另外的观測資料表明，日变化可达 50 米以上。

最后还須指出，在水溫的日变化中，潮汐的作用常常是不能忽視的，尤其是在溫度梯度較大的地方。其变化的量值和性质視潮汐的大小，海水的溫度梯度和潮汐的性质而定。

当海水中存在溫度飞跃层时，內波引起的溫度短周期变化十分显著，其幅度甚至超过表面水溫的日較差。

（三）海水溫度的年变化　前面討論的組成热平衡的各种要素，可以分成这样四部分：一是海洋与天空之間的热量交換，包括輻射平衡，大气与海洋的热交換，海面蒸发与凝結；二是海与陆地的热交換，包括海水与陆地的直接接触，以及大陆徑流的作用；三是海洋內部的热交換，包括水平和垂直环流，混和；最后还有海水結冰和融冰产生的热交換。所有这些部分的年变化，都将影响溫度的年变化。下面让我們具体进行分析。

关于海洋和天空大气的热交換的年变化，实际上决定二个因素，那就是太阳輻射的年变化和当地的气候状况的年变化（主要是季风云量和降水的变化），而又以前者为主。太阳輻射的年变化随緯度而异，最大值在中緯海区，高緯海区由于大气消光作用的加强而減小。由此引起的最低溫出現在冬季，最高溫出現在夏季，一般是一年一个周期，然而对于回归綫以內的海区，則一年有二个周期，而且除赤道以外，这二个周期的时間都不相等，愈近回归綫相差愈远，最后在回归綫上变成一个。

气候状况对水溫的年变化影响也是很显著的，拿季风来說，夏季季风为海洋性气团吹向陆地，其对海洋水溫影响不大，但一到冬季，情况就完全不同了，那时，寒冷的大陆性气团，将

会使海水在极短的时間内就产生溫度的剧烈下降，从而大大增加了海水溫度的年較差。季节性降水，它能使本来应該升高水溫时使水溫降低，使最高水溫出现的时間提前或拉后，热带海洋就有这样的情况。

深层水溫的年变化主要取决于水平环流。因为在海流下沉以后，在傳布的过程中，它还能将源地表面的水溫变化特性保持相当长的时間。例如从热带海区下沉的海流，就会把它原来的半年周期带到其他的海区，从而使那些海区也产生类似的变化特性。不过这种作用，主要发生在較深的水层中，这是因为表层的海流受气象影响很大，变性很快。

表面水平环流对年变化的量值有一定影响，例如暖流将使当地的年变化减少，而寒流则增大当地的年变化。

上升流对水溫年变化的作用，要視它产生的时間和当时当地的水溫垂直分布而定，一般說来，它能减少水溫的年变值，或者使最大最小值出现的时間提前或拉后，不过，上升流的作用，由于它自身条件的限制，只能在海水的上层(限于200—300米的深度以内)。

海水垂直方向的混和在夏季把热量送到下层，而在冬季，则把热量往上輸运，所以它的作用是减小水溫的年变值。

海水的結冰和融冰本身，显然是使水溫的年变化减小，因为当海水結冰时，它便放出凝固热，而在結冰以后，由于海冰本身的絕热性质，又能防止海水热量向外释放，融冰时它把使海水溫度升高的热量用来融解冰层，从而阻止水溫的升高。

大陆徑流的溫度特性与大陆的溫度特性一致，振幅大，位相較海洋提前。这个溫度变化的特性对于河流較多的近海影响尤为显著。

应該指出，在实际海洋中，溫度变化仅仅受单一因素支配的情况是沒有的，它总是由若干因素綜合作用的結果，但是在不同的海区和不同的时間，它們的相对重要性是不同的。——正是这个原因，才形成了溫度年变化的各种不同特点。

为了进一步闡明水溫年变化的情况，下面再列举一些实际資料。首先看年較差隨緯度的分布情况(如图2-15)。从右图看出，表面水溫的年較差在赤道区域最小，隨緯度增高而增大，到中緯地带(40°左右)达最大值，其后又漸漸减小。图中还指出南北半球的年較差不相等，北半球大于南半球，这与水陆分布的特点是有关系的，由于大陆的影响，而产生冬夏的季风环流，尤其是来自大陆的寒冷的冬季季风大大增加了水溫的年較差。图2-16中指出，表层水溫与太阳輻

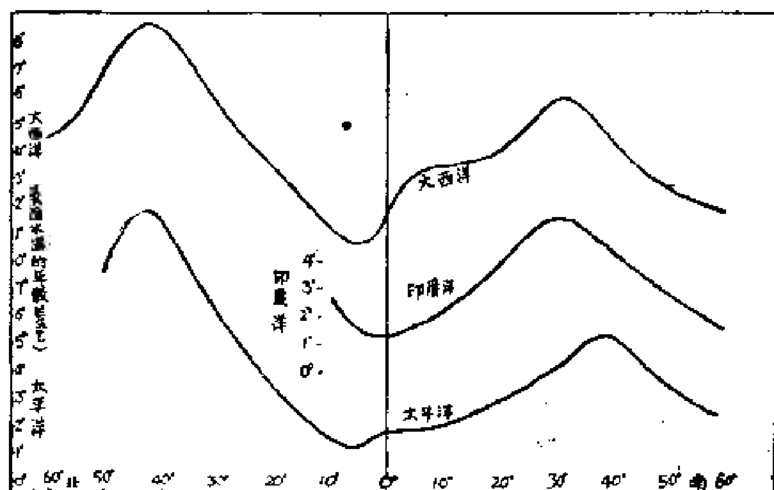


图 2-15 各大洋不同緯度上表面水溫的平均年較差

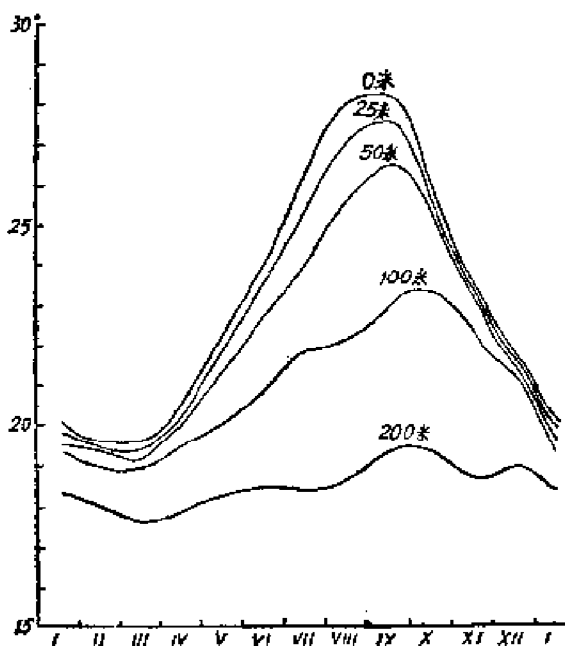


图 2-16 日本以南海区各深度上水溫的年变化

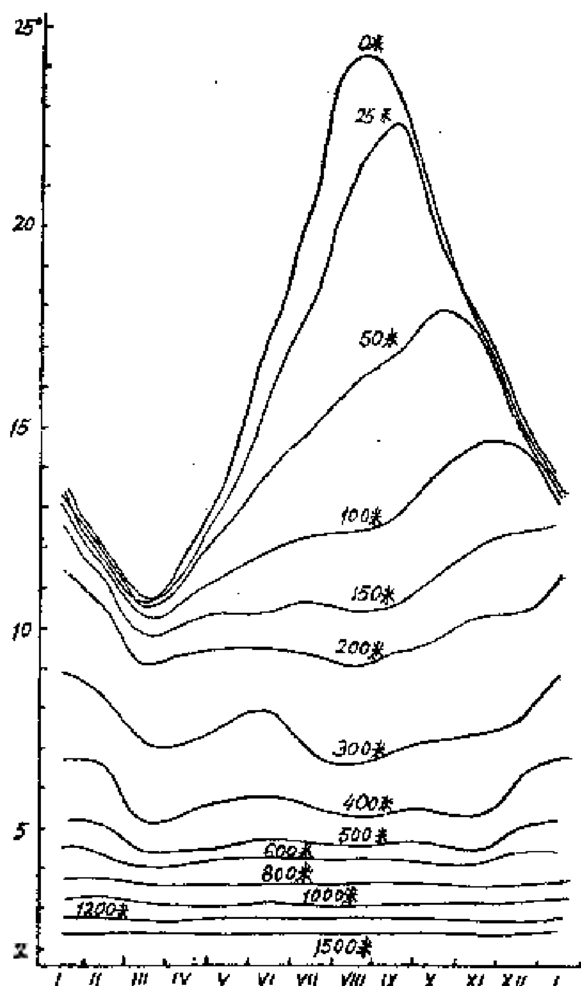


图 2-17 黑潮区(39°N153°E)各深度水溫的年变化

射的年变曲綫大体一致，而表层以下，则存着这样两个明显的特点：振幅随深度而减小；最高溫度的位相随深度增加而落后，然而最低溫度则十分一致，这个現象的原因乃是由于冬季对流混和向下傳热較夏季渦动混合快的緣故。

图 2-17 是黑潮区的一个站上的溫度年变化情况，图中指出从 0—100 米的水层，与上述情况完全一致，而从此以下就不同了，在 150—500 米的水层中，曲綫上出現了半年周期，这显然是由深层流所导致的。500 米以下，年变化就不明显了，从类似的資料分析中看出，由太阳輻射直接造成的水溫年变化所达到的深度是不大的，一般限于 100—150 米的深度范圍以內，再往下，就为海流的影响所代替（根据穆龙采夫），其年变化的性质和量值，視海流源地的年变

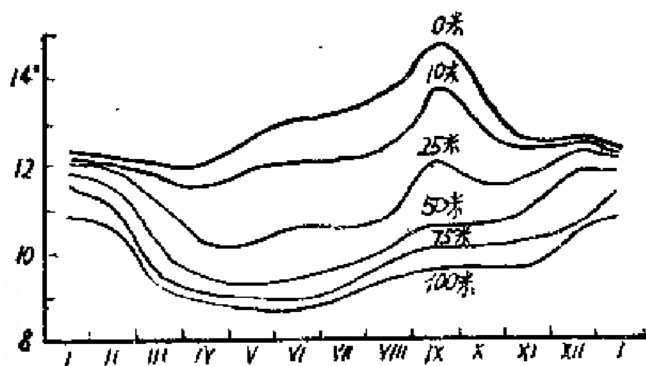


图 2-18 加利福尼亚沿岸蒙特勒湾中各深度水溫年变化

化性质及距离源地的远近来决定。

下面我們再討論一个受太阳輻射，上升流，水平海流等因素共同作用的例子。图 2-18 是加利福尼亚沿岸蒙特勒湾中各深度上溫度的年变化。从 2 月中旬到 7 月末是上升流的季节，因此，水溫的变化便出現了反常現象——表面以下的各个水层溫度均向下降低。当上升流一經停止，各层水溫便迅速上升，从而出現 9 月間的高峰，从 11 月中到 2 月中，由于在近岸地方有一支北上的暖流出现，从而使次层内各深度上的溫度升高。

最后还需指出，大洋和近海的水溫年变化特性是有区别的，因为影响水溫年变化的因素不尽相同，在近海，除了受与大洋相同的各种因素的作用外，还受大陆的影响，其中主要的是季风和徑流的作用。

（四）水溫的非正規性变化 如果我們分析溫度的連續观測紀录，便会发現，溫度的变化是十分复杂的。在溫度周期性地升高的过程中，叠置着无数次溫度的降低現象；相反，在溫度周期性地降低时，却又伴随着无数次溫度的升高。有时那种不正規的变化，致使溫度該升高时沒有升高，而該降低时沒有降低。这种种变化，短則几分钟，长則几天，几个月乃至几年，几十年不等。正由于它的变化无規律性，就使我們的研究发生困难。但这种現象却是十分重要的，尤其是时間較长的变化。例如我們常常遇到这样的情況，由于某一时期的水溫反常的变化而导致海洋中生物的大量死亡，給漁业和沿海的养殖事业造成严重損失。这种現象最明显的要算秘魯近海了，在那里由于水溫的反常升高而使整个海面飄滿了生物的尸体，其分解出来的硫化氫能染黑經过的船只。

如果溫度的反常变化，适逢魚汛季节，就会使魚汛提前或延迟，这对魚情預报是极为重

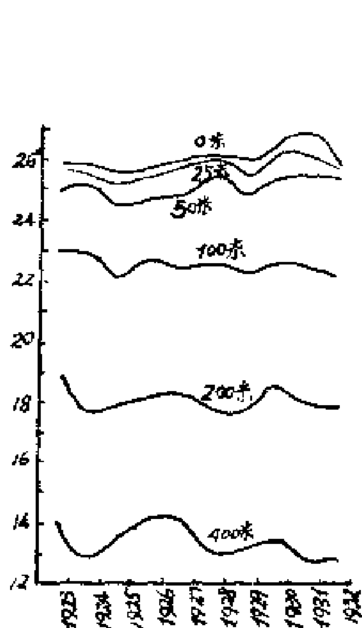


图 2-19 台湾以东地区各个深度的水溫多年变化

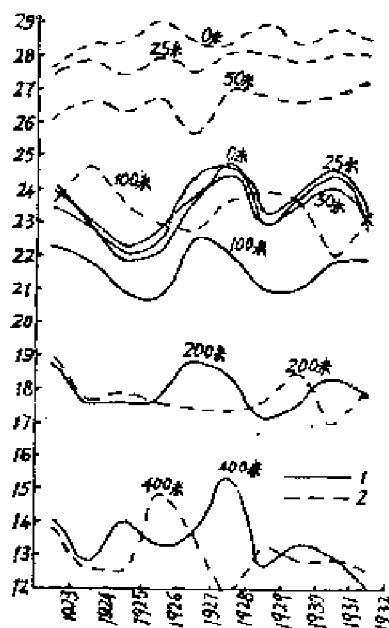


图 2-20 台湾以东地区各个深度夏季平均水溫（2）和冬季平均水溫（1）的多年变化

要的。

溫度这种反常的变化，主要是由气象的原因，亦即大气环流的变化所引起的，它一方面直接使水溫发生变化，同时，又通过对海流的影响而間接的影响到溫度的变化。当然，这种溫度的反常变化也必然反过来影响天气的变化，象这种現象也是經常能見到的。

下面，討論一下水溫的多年变化。由于資料缺乏，这个問題至今未被充分的研究过，图 2-19 是台湾以东地区各个深度的水溫多年变化图，图中表明水溫多年变化的最大値（10 年中）在 25 米深度为 1.24°，100 米深处为 0.86°，在下面的水层中又增加到 1.49°。

同时，若用每年的相同季节的平均溫度进行比較时，同样会发現明显的变化（見图 2-20）。

对于深层和近底层水溫的多年变化，从多年的相同地点的观測資料中看出，其量値是很小的，在絕大多数的情况下，只相差百分之几度，很难說这是眞正的水溫变化还是观測中的誤差。

第三章　海水的盐度

§3-1　海水的氯度和盐度

海水是复杂的溶液，溶于其中的盐类已經知道的就有 40 种以上的元素，再加上溶解的气体元素则有 50 种左右。然而，这些元素的含量是极不相同的，其中有 11 种含量較多，而这 11 种之中，又以氯的含量最多，占全部盐类含量的一半以上。

了解海水濃度的大小，有很大的实际意义。大家知道，每一种海洋生物，对海水濃度都有一定的适应范圍，超过这个范圍，就将影响生物的生长，甚至有死亡之虞。因此，为了要发展海洋水产，掌握海水濃度变化的規律是十分必要的。另外，海水的声学、光学、热学等等性质，也都与海水濃度有密切的关系。

但是，要直接求出所有溶解盐的总量，在实际上是很困难的。戴特瑪通过 77 种大洋海水样品分析研究，发現不管溶解在海水中盐度的絕对濃度如何，海水中的各种元素組成都是相似的，而且各种主要元素之間含量的相对比值是恒定的。这样，就給我們研究海水濃度提供了一种十分簡便的方法：只要求出一种或几种主要元素的含量，就可以按照一定的关系，推算出海水中总的含盐量。这就是为甚么要研究氯度和盐度的原因之一。

(一) 氯度　氯度的定义是丹麦薛仁森 (Sörensen) 教授首先提出的，其內容为：在一千克海水中，若将溴和碘以氯代替时，其所含氯，溴和碘的总克数称为氯度。

定义中所有重量均指"眞空重量"，并以"克/公斤"或 ‰ 为单位，以 Cl‰ 为氯度的符号。所謂将溴和碘以氯代替的意思，是指在分析和計算时，不管溴和碘含量是多少，它們的量一概当作氯看待。例如：一克分子量 NaBr 中，本含 79.916 克的 Br(Br 的原子量为 79.916)，若按氯度定义計算时，就应該看作是一克分子量的 NaCl，其中含 35.457 克的氯(35.457 为氯的原子量)。

氯度所以如此定义，是当时确定定义时曾用 $AgNO_3$ 滴定海水，同时得到三种卤化物，即氯化銀(AgCl)溴化銀(AgBr)碘化銀(AgI)沉淀，按当时分析化学技术，尚不能分别測定卤素的各个含量，所以即将卤化物一概看作是氯化物(事实上海水溴和碘的含量很少)。

氯度定义的确定，在海洋学研究上起过一定的作用，很多化学成分和物理性质，都是根据氯度值計算的。然而上述定义的缺点在于：用氯化物配制氯度的标准溶液时，随着原子量的修改，氯当量所表示的氯度值，也将受到影响。

按上述氯度定义，氯度为 19.00‰ 的氯含量应該是 19.00 克/公斤，如果用 1952 年原子

量(Na=22.997, Cl=35.457, NaCl=58.454),則在1公斤NaCl溶液中应含純NaCl

$$W_1(\text{克})=\frac{19.00\times \text{NaCl 分子量}}{\text{Cl原子量}}=\frac{19.00\times 58.454}{35.457}$$

一旦氯和鈉的原子量修改, 在1公斤 NaCl 溶液中, 所含 NaCl 重量也要改变, 設鈉原子量不变,氯原子量的改变量为 Δ,则 NaCl 溶液中所含的 NaCl 卽变为:

$$W_2(\text{克})=\frac{19.00\times \text{NaCl(分子量)}}{\text{Cl原子量}}=\frac{19.00\times(58.454+\Delta)}{35.457+\Delta}$$

显然,在修改前和修改后,其所含 NaCl 量不同, 卽 $W_1 \neq W_2$, 所以按照相同定义利用不同原子量所配制的标准氯化物溶液中所含的氯化鈉量,却随原子量的不同而不同,当然溶液中实际所含 Cl 的量也不同。这样, 原子量不同, 按照氯度定义所計算配制的氯化物标准溶液,就沒有固定标准。为了使海水氯度定义不受原子量修改的影响,必須提出一个新的氯度定义。

1940年丹麦海洋学家捷考布森(Jacobson)和柯紐森(Knudsen)准确分析了1937年氯度为19.3810‰的哥本哈根原始标准海水,其結果, 1公斤氯度为19.3810‰的标准海水全部卤素完全沉淀时,需用純銀58.9943克,那末氯度与純銀的比值应該是:

$$\frac{\text{标准海水氯度}}{\text{純銀}}=\frac{19.3810}{58.9943}=0.328523$$

于是捷、柯二人提出将氯度定义利用純銀表示。因为1公斤标准海水旣然需用純銀58.9943克,那么所需純銀如果定为与氯度值相同的19.3810克,则此标准海水应該恰好是0.328523公斤。因此沉淀0.328523公斤标准海水的卤素所需銀的重量就等于它的氯度,于是他們提出氯度的新定义如下:

氯度新定义:沉淀0.328523公斤海水全部卤素所需純銀的克数卽为海水氯度。

(二) 盐度 所謂盐度,乃是表示海洋中溶解盐含量的一种量度,其定义为:在1,000克海水中,将所有碳酸盐轉变为氧化物,将所有溴化物和碘化物轉化为氯化物,并将所有有机物完全氧化后,所含固体物质的总克数。

盐度以克/公斤或‰为单位,盐度的符号是 S‰,定义中所有的重量均指"眞空重量"。

(三) 盐度公式 盐度定义确定后,鉴于直接用蒸发——称量法測定盐度太麻煩,因此一些海洋学家便对許多不同海区——北大西洋苏格兰到冰岛海面的海水盐度和氯度进行研究,从而获得了两者之間的經驗关系

$$S‰=0.030+1.8050\times Cl‰ \tag{3-1.1}$$

上式已經被确定为計算海水盐度的公式,常称为盐度公式。在实际工作中,可查海洋常用表。

盐度公式对洋水和一般海水是符合的,但对个别盐度太低和太高的,以及与洋水交換較弱的海,如地中海,波罗的海,黑海,以及其他类似的海,则与上述公式有出入,而且盐度越

低，出入也愈大，例如：

黑海 $S‰=1.8154\times Cl‰$(Баярхнас)

黑海 $\begin{cases} S‰=2.35\times Cl‰ \text{(Бруевич)} \\ S‰=0.14+2.36\times Cl‰ \text{(Mycmta 及 Микей)} \end{cases}$

波罗的海 $S‰=0.115+1.8050\times Cl‰$(Заринс 及 Озалина)。虽然个别海区的 $S‰$ 与 $Cl‰$ 之間的关系与"盐度公式"不符合，但是在計算海水盐度时，仍然按照"盐度公式"。

按照盐度公式，由氯度計算出盐度，其适用范圍是有一定限制的。因为盐度公式可写成 $S=a+bCl$ 的形式。按照此公式，假定 1 公斤盐度为 $S‰$ 的海水，加 n 公斤的蒸餾水，則冲淡后的盐度值 $S_D=\frac{S}{n+1}$，其相当的氯度值 $Cl_D=\frac{Cl}{n+1}$，但根据海洋学常用表的計算值 $S_k=a+b\frac{Cl}{n+1}$。因此，$S_k-S_D=a\left[\frac{n}{n+1}\right]$。这一公式表明海水冲淡后，氯度以滴定法测定，而用此氯度值由海洋常用表中所查得的盐度值变大了。例如 1 公斤盐度为 35‰，氯度为 19.375‰ 的海水，加 9 公斤的蒸餾水冲淡后，則氯度冲淡为 1.938‰，由表查得盐度为 3.53‰，而实际上真正的盐度应为 3.50‰。可見很淡的海水以测定出的氯度值由海洋表中查得的盐度值与真正的量值是有出入的。反之，如盐度很高的話，則有相反的情形，卽表中查出的盐度值較实际为小，因此在实际应用上宜加注意。

(四) 总盐量 如前所述，盐度定义中有着許多人为的条件，因此，它幷不代表海水中溶解盐的实际含量，海水中真实的含量，通常是用总盐量来表示的。所謂总盐量是指 1,000 克海水中各种溶解盐类的总克数，只是各种成分以 ‰ 为单位表示，沒有任何条件。

总盐量(Σ)与氯度的关系是：

$$\Sigma=0.073+1.8110\times Cl‰ \tag{3-1.2}$$

§3-2 盐度的分布和变化

(一) 影响盐度分布和变化的因素 影响海水盐度的分布和变化有下列諸因素：蒸发和降水，海流及海水的混和等海水的运动过程，大陆徑流的流入，結冰和融冰的影响等等。

蒸发能使海水的盐度加大，反之，降水則使表层水冲淡。因之大洋表面沒有結冰和融冰的影响时，盐度的变化和蒸发与降水之差成比例。图 3-1 表明了大洋表面盐度、降水、蒸发等因素随緯度的变化的关系。

結冰和融冰也能使盐度发生变化。海水結冰时大部分的盐分被排挤出来，因此使其下层海水的盐度增大。設 h_i 表示結冰的厚度（以厘米表示），S_0 表示結冰前的表层海水平均盐度，S_i 表示冰的盐度，h 表示受到結冰影响的深度（以厘米表示），則盐度的增量可近似地写成

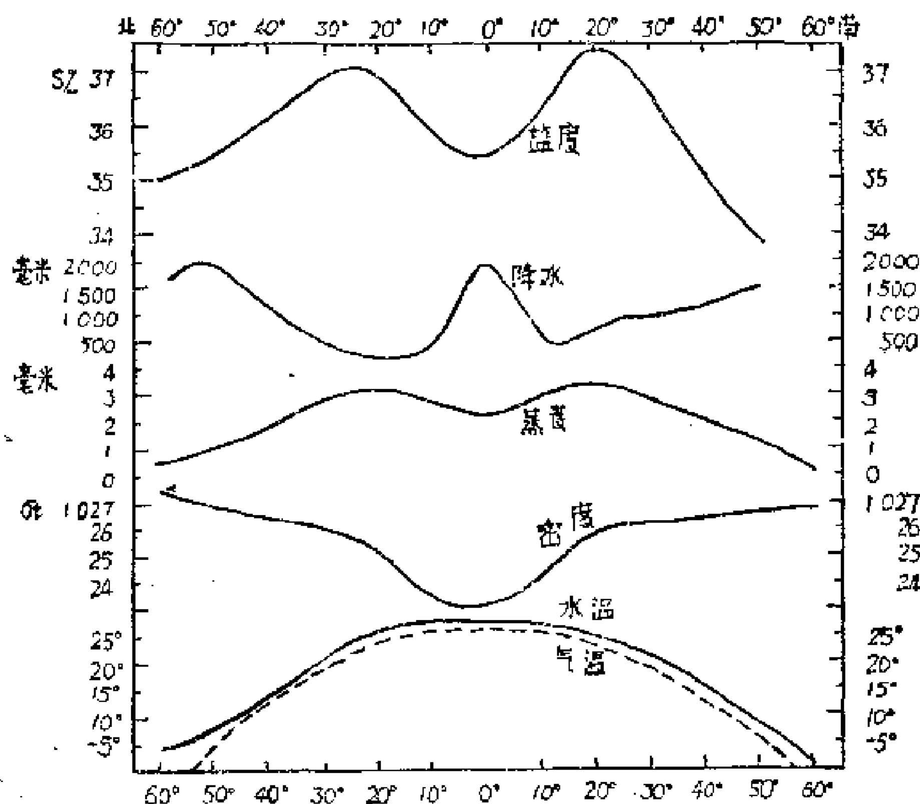


图 3-1 世界大洋盐度、降水、蒸发、密度、水温和气温随緯度的分布

$$\Delta S=\frac{h_i(S_0-S_i)}{h} \tag{3-2.1}$$

例如 $h_i=1$ 厘米，$S_i=8‰$，$S_0=33‰$，$h=100$ 厘米，则 $\Delta S=0.25‰$。盐度增大 0.25‰，就相当于密度增大 0.0003，于是就可能引起上下层海水的对流，这样下层海水的盐度也将增大。

至于融冰的作用则和上述情形相反。設 h_i 表示冰融解后海水之厚度（以厘米表之），S_0 表示表层水的平均盐度，于是盐度减少的量值

$$\Delta S=\frac{h_i(S_0-S_i)}{h+h_0} \tag{3-2.2}$$

例如 $h_i=5$ 厘米，$S_i=4‰$，$S_0=34‰$，$h=1000$ 厘米，则 $\Delta S=0.15‰$。

大陆徑流以及江河淡水的流入使海水的盐度变低。因为河水密度較海水小，所以經常是在海面上成一薄层，又由于风浪的混和作用故使得表层水盐度減低。近海以及河口附近表层水的盐度随着河水流量的变化而有显著的变化。例如在长江口附近冬季盐度 31‰，夏季則为 25‰；流入大量河水的波罗的海平均盐度只是 7.8‰。

（二）海洋盐度的分布 根据以上的討論和图 3-2，3-3 不难說明海洋表面盐度的分布特点：亚热带海区盐度最大，赤道海区較低，而以极地为最小。在赤道地方尤其是无风带附近风小又多驟雨，因之盐度低，亚热带海区为信风带蒸发量大而且降水量少，盐度必然要增高，而极地盐度最低除了与蒸发和降水有关外，結冰融冰也是重要原因之一。其次，由于大

陆江河淡水的影响，愈近大陆盐度愈低，如东海盐度为31—34‰，夏威夷为太平洋中心，盐度达35.0—35.5‰。一般地説，暖流的盐度較高，寒流的盐度較低。这是因为暖流是从低緯度，亦就是盐度較高的地方流来的，而寒流却正好相反。

大洋里的盐度一般在33‰到37‰之間。在高緯区，雨量充沛的海区，以及有大河注入的海区內，海水的表面盐度也許比上述的最低值更低，在某些半封閉的海区，例如波得尼亚湾，海水的表面盐度有时竟几乎降低为零，在中緯度地带，某些孤立的海区，例如在蒸发很强的紅海里，盐度可以达到40‰或更高。大洋里的盐度变化幅度不大，我們常以35‰作为世界大洋表面盐度的平均值。

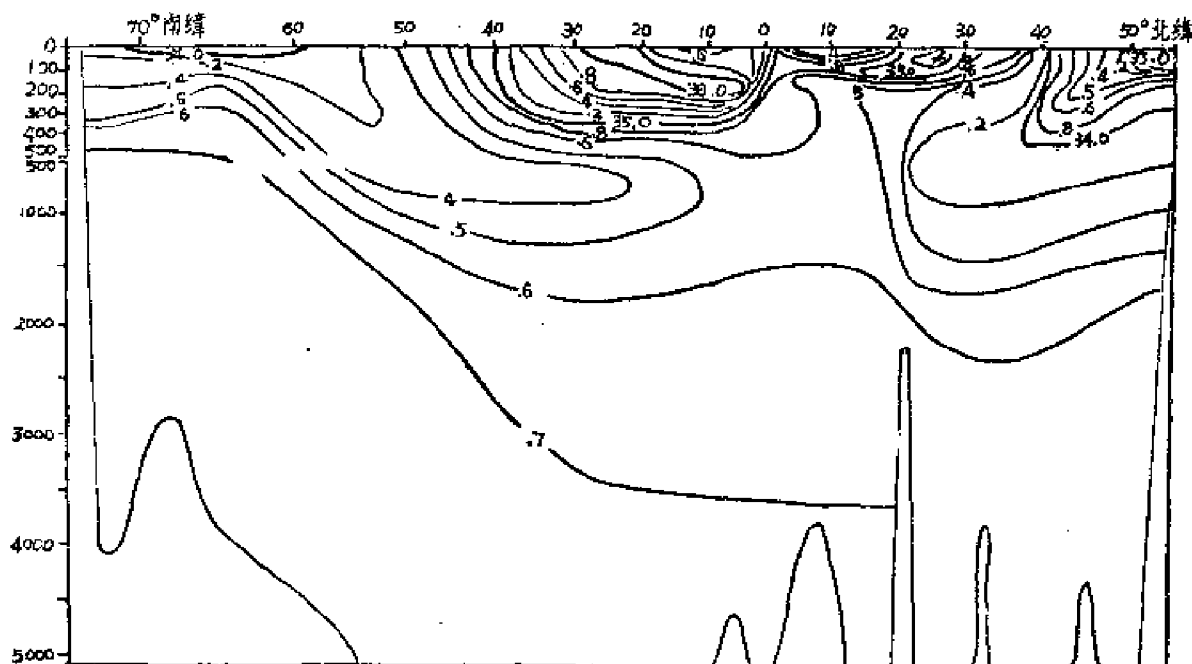


图 3-4 太平洋西經160—170°断面盐度分布

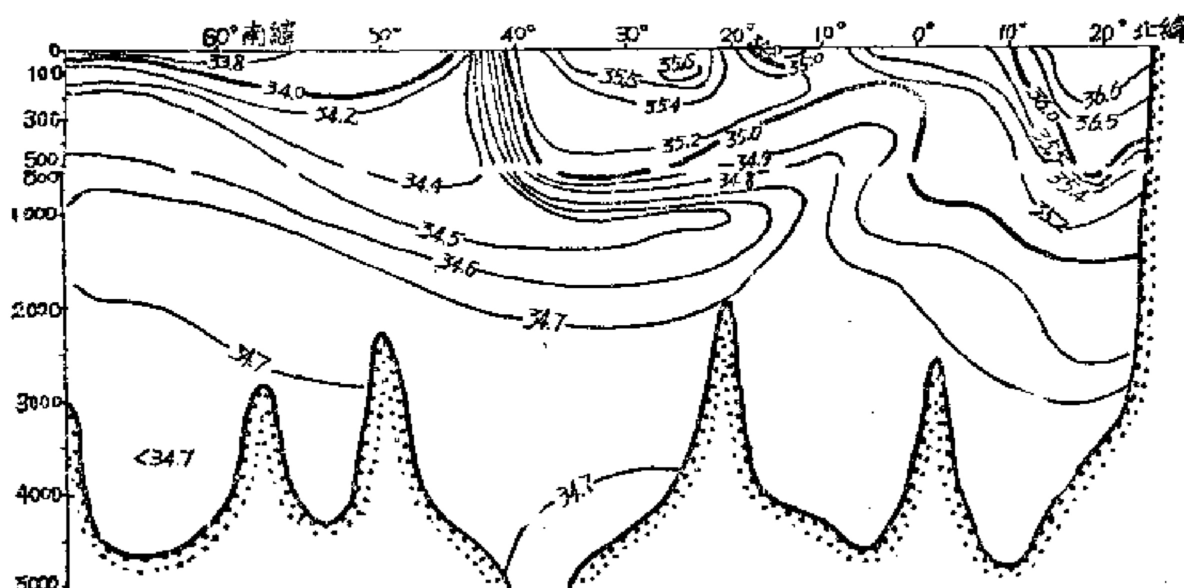


图 3-5 印度洋东經60—70°断面盐度分布

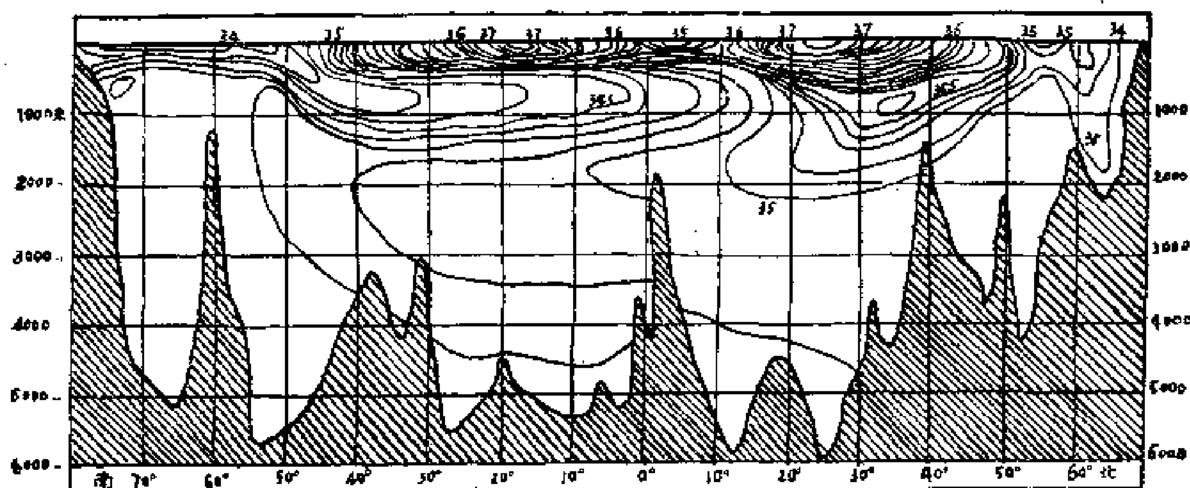


图 3-6 大西洋經向断面盐度分布

海水的盐度就象溫度一样，无論是随时間和空間的变化，都将随深度的增加而愈来愈小。这在图 3-4，5，6 中可以看得很清楚。在大約 1,500—2,000 米之內的水层，等盐度綫分布較密，而在这个深度以下，則整个大洋的盐度几乎都在 34.7—34.9‰ 之間。从三大洋的經向断面图上，我們看到在亚热带和溫带地区南北各有两个水舌向下伸展，这表明在那里有海水下沉。这个下沉的地区在海洋上是一个带，緯度較低的叫亚热带輻聚带；緯度較高的叫极地輻聚带。这些下沉的海水，带着源地故有的盐度特性向外傳播。从亚热带輻聚带下沉的海水，在它經过的地方形成最高盐度层；在极地輻聚带下沉的海水經过之处，則表現出最低盐度层的特征。因此，若要知道这两个下沉水团散布的位置，只要找出最高和最低盐度层的位置就行了。亚热带輻聚带下沉的海水虽然盐度高，但溫度也高，因此，較由极地輻聚带下沉的低溫低盐的海水密度要小，所以它分布在后者之上。

大洋盐度随深度的变化可大致分成四种基本类型：赤道——热带型、亚热带型、亚寒带型和极地型。这四种类型的特点可分别由图 3-7 中的四条曲綫表示，图是根据穆倫采夫的“太平洋水文基本特征”中的資料画出的。

赤道——热带型的特点是表层和中层（約 800—1,500米）有最小値和次层（約100—150米）盐度的最大値。亚热带型的特点是表层具有盐度最大値，而中层有明显的最低盐度层。亚寒带型的特点是表层盐度最小，向下逐漸增高，到 1,500—2,000 米以后，盐度几乎不变，因此，它沒有明显的低盐或高盐中間层。极地型的表面盐度最低，不过，这低盐水层的厚度很小（約 50—100 米），由此往下，盐度迅速升高，至大約 300—500 米以下，就几乎不再变化了，所以这一类型的特点是表层的强烈淡化和表层以下的均匀一致。在大西洋和印度洋中，以上一，二两类都显示出深层的最大値，但在太平洋却很少見。

当然，我們还可能遇見其他的形式，但以上四类却是最有普遍性和典型性的。

从图中还可以看到，在取自大洋不同緯度的四条曲綫間，上层很分散，而且垂直方向的变化亦大，約从 2,000 米开始，便都集中在一起了，这說明，上层海水无論在水平或垂直方向，

其盐度的变化都是极其微小的，几乎看不出有什么变化。

（三）盐度的变化 盐度的变化，与温度的变化一样，有正规的周期性的变化（如日变化，潮汐变化，年变化等）和反常的不定周期的变化等两类。

从观测的資料来看，大洋中的日变化一般只有千分之零点零几，近海要大些，常可达到千分之零点几，但总的說来，其日变化的量値是很小的，而最大值最小值出現的时間，也很不規律。一般地說来，海表面盐度日变化状况，主要决定于海面的气象状况。

和表面水溫的日变化一样，表面盐度的日变化也要向深处傳播；随着深度的增加，日变化愈来愈弱。盐度日变层的厚度决定于表面盐度的日变化量值和表层海水的稳定性：海面日变化愈大，水层愈不稳定，則日变层的厚度便愈大；反之，便愈小。总的看来，其厚度是不大的，大致与溫度的日变层相仿。但是，我們不能就此得出結論，认为盐度的变化都是随深度而减小，相反，却常常遇到表层以下的日变化远远超过其上水层的情况，例如图 3-8 的情况就是这样。

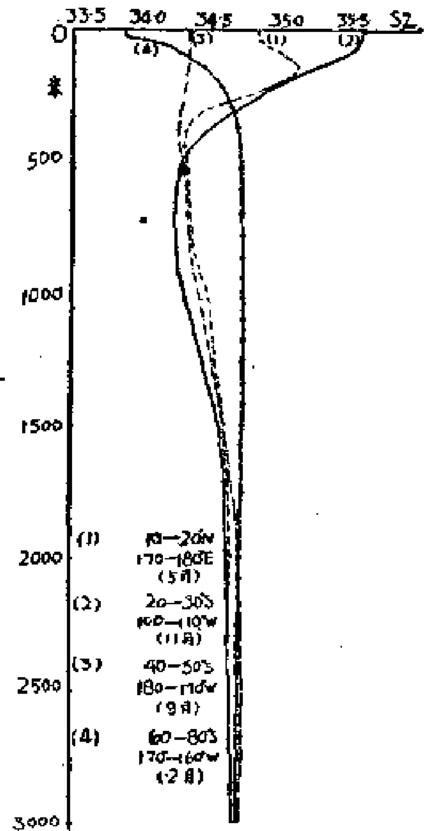


图 3-7 太平洋盐度垂直分布

这个图是根据“流星号”在大西洋的一次 38 小时連續观測記录作出的。图中指出，0—50 米

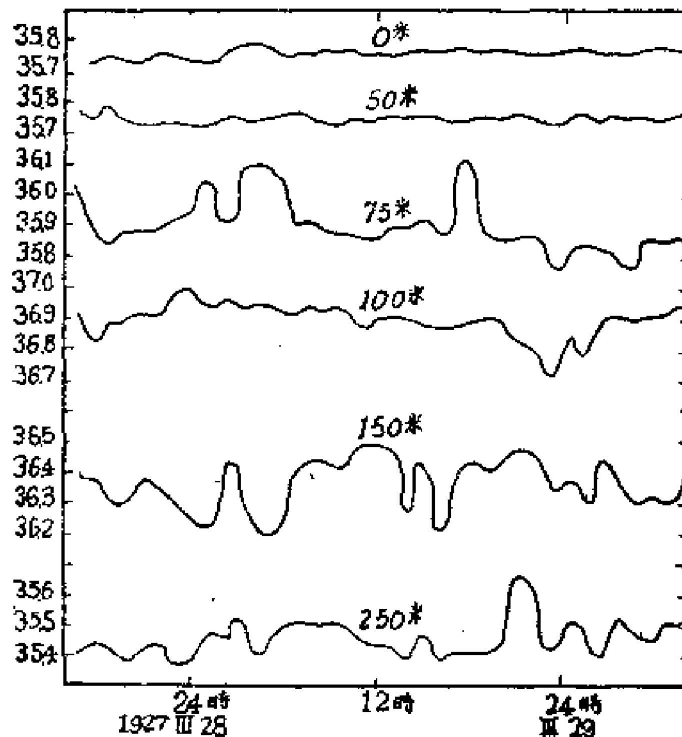


图 3-8 大西洋中央部分盐度变化

的水层，几乎沒有日变化产生，而在其下的某些水层却出現明显的短周期的变化。这种情况也与溫度一样，是由于产生在海水內部密度不連續层中的內波引起的。

在盐度的短周期变化中，潮汐的作用常常是不可忽視的。尤其是在盐度梯度大的地方更是明显。图 3-9 就是一个例子，是日本"春风丸"1930 年 7 月 13—14 日在西朝鮮清津外海連續观測的結果。图中指出，0 米，10 米及 150 米层大致一天有两个周期，可見这是由于半日潮流的影响。而 10 米层与 150 米层变化的位相恰恰相反，显然也是因为潮流方向相反的緣故。

海洋盐度的年变化主要由蒸发降水（包括徑流）的年变化，季节性的結冰融冰以及海流的年变化等因素而引起的。由于上述这些因素在各地所起的作用及其相对重要性不同，各地盐度的年变化特征也不一样。

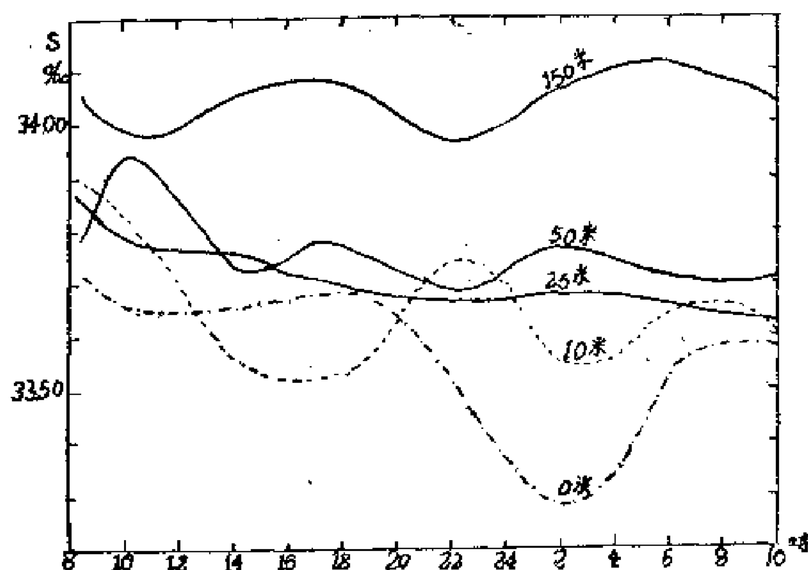


图 3-9 清津外海盐度变化（1930 年 7 月 13 日—14 日）

图 3-10 是太平洋北部南千島海区盐度的年变曲綫，图中指出，其表面盐度的最大值发生在 12 月，这与鄂霍次克海和白令海的大量結冰以及由盛行冬季季风引起的蒸发量的增加有关。最小值出現在 4 月，这与那里海面的融冰有关。由于夏季的降水量很大，所以盐度較小，但从秋季开始便很快地增大。那里的年較差为 1.05‰。

日本以南地区（图 3-11）年变化的最大值出現在冬季，最小值出現在仲秋，这与冬季西北季风盛行的月份里蒸发旺盛以及夏季各月降水大于蒸发的情况有关。其盐度年較差为 2.05‰。

太平洋东部加利福尼亚海区盐度的年变特性（图 3-12）与西部有很大差异。在那里，表面盐度最大值出現在仲夏，这与盐度較高的上升流的出現有关。最小值出現在春末，其值視降水情况而定。那里的年較差較小，只有 0.28‰。

表层以下盐度的年变化一般均随深度明显地降小，这在上面有关的图形中可以看出。

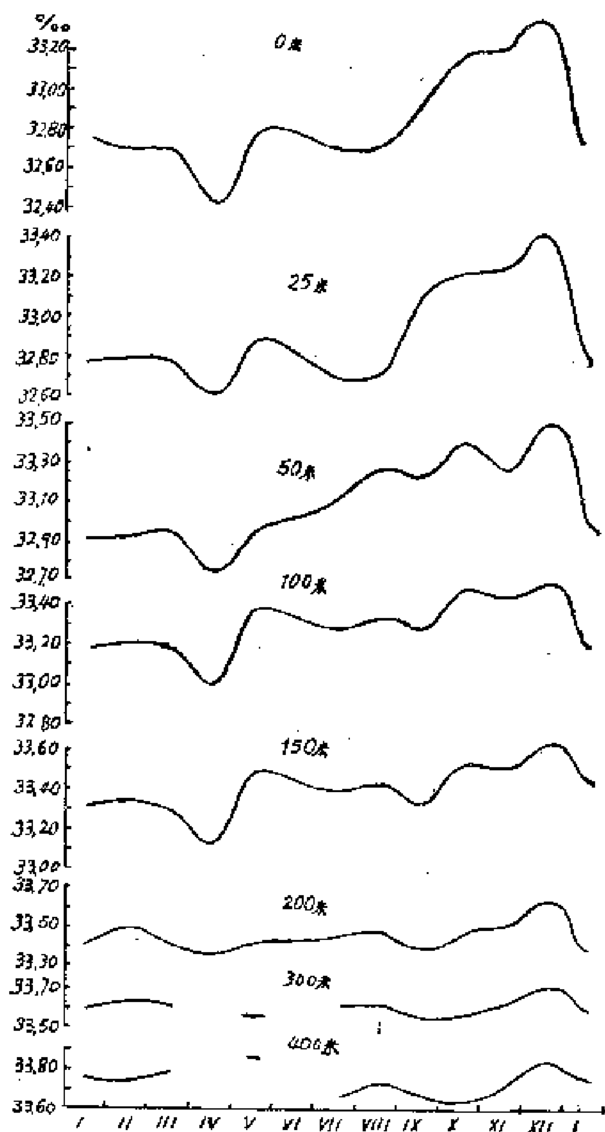


图 3-10　太平洋北部南千島海区盐度的年变曲綫

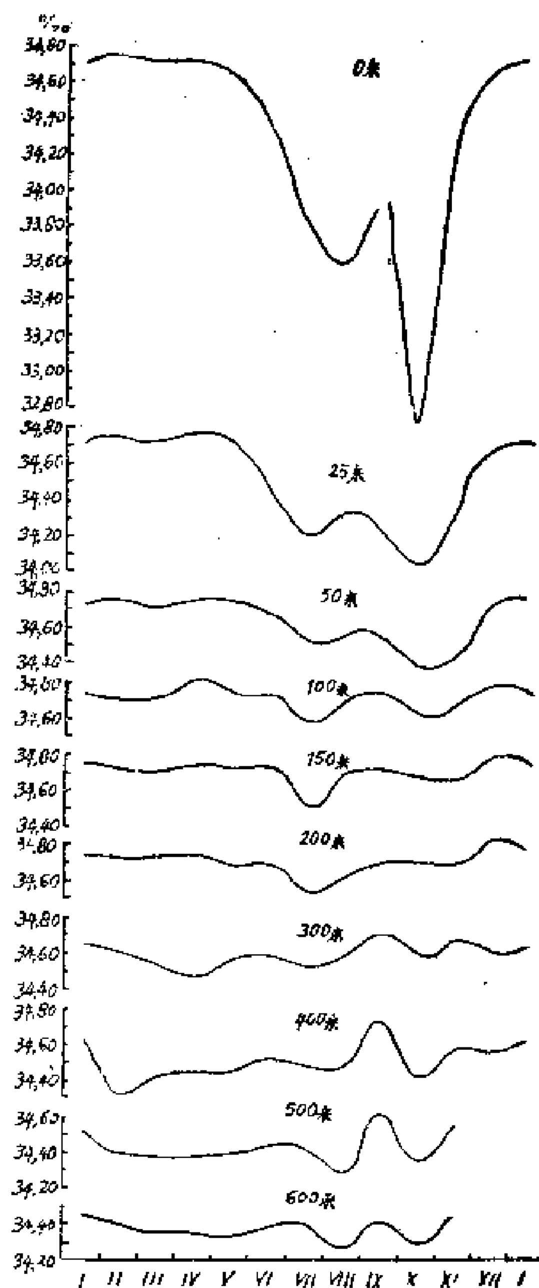


图 3-11　日本以南地区盐度的年变曲綫

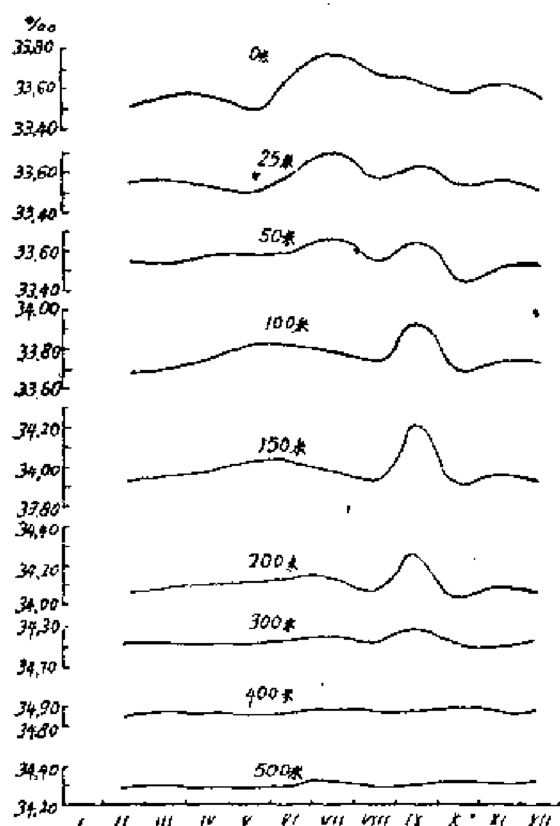


图 3-12　太平洋东部加利福尼亚海区盐度的年变特性

深层盐度的年变化取决于海流。

盐度除了上述正规的周期性变化外，还有不正规的变化，它叠置在正规的变化上，使得盐度的变化更加复杂。这种不正规的变化通常由降水以及由大量降水而形成的徑流的暴发，由大风形成的海水上下强烈混和以及海流的反常变化等原因所引起。

第四章　海水的密度

§4-1　海水密度与温度、盐度和压力的关系

海水的密度状况是决定海水运动状况的最主要因子之一。无論是水团的运动或水团內部的混和，无不与海水的密度状况密切地联系在一起：或者是直接由密度分布所引起；或者是受密度状况的制約。因此，研究海水密度的空間和时間变化是研究海水运动的不可缺少的前提。本章将討論海水密度与其溫盐和压力之間的关系、海洋中密度的分布和变化的規律以及密度的計算方法。

海水的密度(ρ)和其他物质的密度一样，是指单位体积中所包含的海水质量，在厘米·克·秒制中，則是指1立方厘米海水的质量，用克/厘米^{3}表示。在动力海洋中比容(α)应用得更普遍，它是指单位质量的海水所具有的体积。所以在数值上它是密度的倒数：$\alpha=\frac{1}{\rho}$。在厘米·克·秒制中用厘米^3/克表示。海水的比重一般有两种涵义：一种是指在大气压力之下，海水的密度与同温度的蒸餾水密度的比；另一种是指在一大气压力之下海水的密度与4°C的蒸餾水密度之比，因为此时蒸餾水的密度为1，所以在这种定义下的比重在数值上等于密度。在海洋学上通常运用后一种定义。

海水的密度是溫度、盐度和压力的函数，所以我們又用$\rho_{s,\vartheta,p}$表示在溫度为ϑ，盐度为S，压力为P时的密度。海水的密度一般都稍大于1，如1.01604，1.02427，1.03227，等等；前面的二位数字1.0对各密度值都相同，为了方便，常常只写出小数点后面的有效数字，叫做条件密度(σ)，它的定义为

$$\sigma_{s,\vartheta,p}=(\rho_{s,\vartheta,p}-1)10^3 \qquad (4\text{-}1.1)$$

例如$\rho_{s,\vartheta,p}=1.02754$，則$\sigma_{s,\vartheta,p}=27.54$。在海面压力为零(在海洋学上通常将大气压力作为零)时的条件密度叫σ_t

$$\sigma_t=(\rho_{s,\vartheta,0}-1)10^3 \qquad (4\text{-}1.2)$$

其下标号"t"表示水溫①，若溫度为零，則为σ_0。显然，σ_t只是溫度和盐度的函数，而σ_0仅是盐度的函数，亦即是氯度的函数。

海水的比容α一般都小于1，大于0.9，同样为了簡化起見，通常采用条件比容(V)来表示，其定义为：

$$V_{s,\vartheta,p}=(\alpha_{s,\vartheta,p}-0.9)10^3 \qquad (4\text{-}1.3)$$

---

① 本书中溫度均用ϑ表示，但σ_t(以及下面的V_t)这个符号习惯上已經通用，故这里仍然保留，不予改变。

和 σ_t 一样，在大气压力下的条件比容

$$V_t=(\alpha_{s,\vartheta,o}-0.9)10^3 \qquad (4\text{-}1.4)$$

显然，V_t 也是温度和盐度的函数，而温度 $\vartheta=0$ 时的条件比容 V_0 则仅是盐度(亦即氯度)的函数。

一方面用比重計精确地测定海水在 0°C 时的比重，另方面求出它的氯度，这样通过大量样品的分析便得到了 σ_0 与氯度 Cl‰ 或盐度 S‰ 之間的經驗关系式：

$$\sigma_0=-0.069+1.4708\,Cl-0.001570\,Cl^2+0.0000398\,Cl^3$$
$$=-0.093+0.8149\,S-0.000482\,S^2+0.0000068\,S^3 \qquad (4\text{-}1.5)$$

这个公式表明，密度和盐度的关系是近乎綫性的；这个关系还可从图 4-1 中看出。

至于密度与温度的关系，那就复杂得多了。下表是海水的热膨脹系数 (e) 与温度的关系。从表中看出，热膨脹系数随温度、盐度和压力的增大而增大。这就是說，在不同的溫盐和压力下，由相同的温度改变量引起的密度改变量是不相等的。

表 4-1 海水在不同温度、盐度和压力下的热膨脹系数($e\times10^6$)

(取自斯維尔德魯普等"海洋")

压力(分巴)	盐度(‰)	温度(°C) -2	0	5	10	15	20	25	30
0	0	−105	−67	17	88	151	207	257	303
	10	−65	−30	46	112	170	222	270	315
	20	−27	4	75	135	189	237	282	324
	30	7	36	101	157	206	250	292	332
	35	23	51	114	167	214	257	297	334
2,000	35	80	105	157	202	241	278		
	40	94	118	168	210	248	283		
4,000	35	132	152	196	233	266			
	40	144	162	204	240	272			
6,000	34.85	177	194	230					

表 4-2 中提供了 σ_t 在不同溫盐下的改变量的一些数据。由此看出，在一般的情况下，当盐度和温度愈高时，由温度的改变而引起的相应的密度改变量便愈大。

表 4-2 σ_t 在不同温盐下当温度改变一度时的改变量(表中数字均为負值)

温度的变化 \ 盐度(‰)	5	10	15	20	25	30	35
4°—5°	0.025	0.039	0.055	0.069	0.084	0.098	0.101
14°—15°	0.155	0.166	0.176	0.187	0.196	0.205	0.215
24°—25°	0.260	0.267	0.274	0.280	0.287	0.293	0.300

在一般的情况下，热膨脹系数都是正的，就是說，温度升高密度減小。但当温度低于某一定数值后(对于不同的盐度，这一温度值有所不同。盐度愈大，这一温度值愈低。二者之

間呈綫性关系)，热膨脹系数出現了負値，这表示在那种情况下，溫度升高密度反而增大。这个热膨脹系数的轉折点的溫度，就是海水的最大密度时的溫度。如上所述，最大密度时的溫度对于一定的盐度的海水有一定的值，但对不同盐度的海水則不相同，对于蒸餾水它等于4°C；随着盐度的增高，而按比例地降低，如表 4-3 所示。

表 4-3 海水最大密度时的溫度与盐度的关系

盐 度 (‰)	0	5	10	15	20	25	30	35
最大密度时的溫度(°C)	3.95	2.93	1.86	0.77	−0.31	−1.40	−2.47	−3.52

至此，我們分別討論了海水的密度与溫盐的关系，为了更清楚起見，下面把这三个因素联系在一起，用图 4-1 表示。

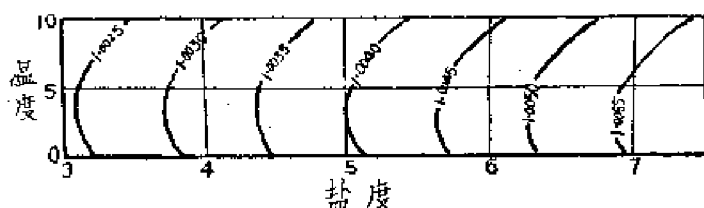


图 4-1

海水密度与压力的关系，取决于海水的压縮性。为了求从海面到 P 分巴深处的海水平均压縮系量(μ)，艾克曼 (V. W. Ekman 1908)曾得到如下經驗公式：

$$\mu\cdot10^{8}=\frac{4886}{1+0.0000183p}-[227+28.33\vartheta-0.551\vartheta^{2}+0.004\vartheta^{3}]$$
$$+p10^{-4}[105.5+9.50\vartheta-0.158\vartheta^{2}]-1.5p^{2}\vartheta10^{-8}-$$
$$\frac{\sigma_{0}-28}{10}[147.3-2.72\vartheta-0.04\vartheta^{2}-p10^{-4}(32.4-0.87\vartheta$$
$$+0.02\vartheta^{2})+\left(\frac{\sigma_{0}-28}{10}\right)^{2}]+[4.5-0.1\vartheta-p10^{-4}(1.8-0.06\vartheta)] \quad (4\text{-}1.6)$$

μ 的单位为 1/分巴，由下式規定：

$$\alpha_{s,\vartheta,p}=\alpha_{s,\vartheta,0}(1-\mu p) \quad (4\text{-}1.7)$$

式(4-1.7)指出，平均压縮系量 μ 为海水溫度、盐度和压力的函数。在应用时，可以查根据公式算出的表。在朱波夫(Н. Н. Зубов)著的"海洋学常用表"(以下簡称常用表)一书中列出了詳尽的計算結果。表 4-4 为其中的一部分，从表中可以看出，平均压縮系量 μ 随溫度盐度和压力的增加而減小。

純水的压縮性是很小的，海水的压縮性更小，这已經从表 4-4 中看到。

例如 $S=34.70‰$，$\vartheta=2.00$°C 的海水，在海面时其条件比容为 73.00 (不計絕热效应)，而当位于 200 米的深度时为 64.32 加上約 20 个大气压才減小 8.68，这个数字不能算大，但是如果将整个水层被压縮的体积累积起来，那就很可观了。若海水果真是不可压縮的，則大洋的水面将比实际海面增高 20—30 米。

表 4-4　从海面到某一深度海水的平均压縮系量$\mu\cdot 10^8$

P （分巴）	$\vartheta°$ \ S‰	0	10	20	30
0	−2	5,185	5,042	4,907	4,778
	0	5,108	4,971	4,841	4,717
	10	4,803	4,689	4,530	4,476
	20	4,606	4,508	4,414	4,324
	30	4,495	4,406	4,321	4,236
1,000	−2	5,094	4,955	4,824	4,698
	0	5,021	4,887	4,760	4,639
	10	4,725	4,614	4,507	4,405
	20	4,535	4,439	4,347	5,258
	30	4,424	4,338	4,254	4,173
3,000	−2			4,666	4,546
	0			4,606	4,491
	10			4,370	4,272

§4-2　海水当場比容和当場密度的計算

上面已經指出，对于压力和溫度为零的海水的密度或比容，我們可以在測定出其氯度后由公式 (4-1.5) 計算，或直接用比重計測定，而当任意溫度时，則还要加上一項溫度的改正值 D:

$$\sigma_t=\sigma_0+D \tag{4-2.1}$$

关于这个 D，我們当能想到，它不仅随溫度而变，且随盐度而变，它們的函数关系由下式表示：

$$D=\Sigma_\vartheta+0.1324-(\sigma_0+0.1324)[A_\vartheta-B_\vartheta(\sigma_0-0.1324)] \tag{4-2.2}$$

其中 Σ_ϑ 为溫度为 ϑ 时的蒸餾水的条件密度，与 A_ϑ 和 B_ϑ 一样是溫度的函数。因此只要知道了海水的 σ_0 和溫度，便可从上式中計算出它的条件密度。在常用表中，上式各項都有表可查，不必进行繁累的計算。不过在一般实用上，我們并不需要按照上面公式逐項的查表計算，只要利用溫度和盐度的数据，就可直接的从相应的表中查出 σ_t 的量値来。

上面只是对于海面海水的密度計算方法，但是对于海面以下某深度处的密度如何求得呢？将海水从某深处取上来，測出其溫度和盐度，然后用上述的方法計算嗎？不行，因为这样一来，密度所受的压力减小了，体积便要发生膨漲，而由于体积的膨脹，又将产生絕热冷却效应，从而降低其溫度。可見用这样的方法測得的密度已經不是海水当时当地的眞正密度——当場密度了。

为要求得海水的当場密度，我們采用的方法是首先直接測定这块海水的当場溫度，盐度和压力，然后进行計算。計算的方法是首先求出与其溫盐相当的 σ_t（已于上述），然后再加

上压力的訂正值。在实际計算时，多用皮約克納斯(V. Bjerknes)等人提出的方法，将比容(密度也一样)展开成如下的形式：

$$\alpha_{s,\vartheta,p}=\alpha_{35,0,0}+\delta_s+\delta_\vartheta+\delta_{s,\vartheta}+\delta_p+\delta_{\vartheta,p}+\delta_{s,p}+\delta_{s,\vartheta,p}$$

等式左边第 2—4 項为溫盐改正值，显然前面四項之和即为 $\alpha_{s,\vartheta,0}$。因此上式又可写成

$$\alpha_{s,\vartheta,p}=\alpha_{s,\vartheta,0}+\delta_p+\delta_{\vartheta,p}+\delta_{s,p}+\delta_{s,\vartheta,p} \tag{4-2.3}$$

等式右边最后四項即为压力訂正值。其中 δ_p 是比容在溫度为零，盐度为 35‰ 时，当其压力由零升到 P 所加进的压力訂正值：

$$\delta_p=\alpha_{35,0,p}-\alpha_{35,0,0}$$

但是，如第一节所述，海水的压縮系量是溫盐和压力的函数，因此不难想到，使 $\alpha_{35,0,0}$ 变到 $\alpha_{35,0,p}$ 所加的压力訂正值与使 $\alpha_{s,\vartheta,0}$ 变到 $\alpha_{s,\vartheta,p}$ 所加的压力訂正值是不相等的（尽管压力都是由 $0-P$），而我們所要求的正是后面的一个压力訂正值。因此，这个 δ_p 与实际应加的压力訂正值之間便有一个差数，这个差数的量值，决定于当場比容(或密度)的盐度和溫度。——这就是式中最后三項的意义。

引进条件比容的定义。式(4-2.3)便可写成

$$V_{s,\vartheta,p}=V_t+\delta_p\cdot 10^3+\delta_{\vartheta,p}\cdot 10^3+\delta_{s,p}\cdot 10^3+\delta_{s,\vartheta,p}\cdot 10^3 \tag{4-2.4}$$

上式各項均可由常用表查出。

对于当場密度的計算方法，完全与上述类同，它可以写成这样的形式：

$$\begin{aligned}\rho_{s,\vartheta,p}&=\rho_{35,0,0}+\epsilon_s+\epsilon_\vartheta+\epsilon_{s,\vartheta}+\epsilon_p+\epsilon_{s,p}+\epsilon_{\vartheta,p}+\epsilon_{s,\vartheta,p}\\&\doteq\rho_{s,\vartheta,0}+\epsilon_p+\epsilon_{s,p}+\epsilon_{\vartheta,p}+\epsilon_{s,\vartheta,p}\\&=1+\sigma_t\cdot 10^{-3}+\epsilon_p+\epsilon_{s,p}+\epsilon_{\vartheta,p}+\epsilon_{s,\vartheta,p}\end{aligned} \tag{4-2.5}$$

式中 σ_t 可由常用表查出，$\epsilon_p, \epsilon_{s,p}, \epsilon_{s,\vartheta,p}$ 也均有表可查，$\epsilon_{s,\vartheta,p}$ 其量极小，一般可以忽略不計。

§4-3 海水密度的分布和变化

影响溫盐的各种因素，諸如降水、蒸发、結冰、融冰、增溫、减溫……都将使海水的密度发生相应的变化。而所有这一切因素，都是发生在海表面的，海面就在这些因素的作用下，首先形成了自己的密度特性，如在高緯度形成密度大的海水，低緯度形成密度小的海水等等。而这些具有不同密度的海水，又依照一定的規律，向不同的方向傳布。

由于某种原因而使表面海水的密度增大到比其下层的密度更大时便将向下沉降，并产生上下之間的海水对流运动。其下沉的深度視其本身密度增大的情况以及其下水层的密度結构而定。在某些情况下，它可以一直沉到底层，使整个水层都卷在垂直方向的对流运动之中，以至形成上下水层的均匀一致；要是密度增大的过程继續下去，則更重的海水便在底层堆积从而形成海洋的底层水。要是在表面海水下沉时，底层已有密度更大的海水，那末，它

便在深层散布，从而形成了深层水。要是能与别的海区沟通，那末，上述的深层水和底层水便将向别的海区散布。

在什么样的条件下，表层海水才能增大到上述那样大的密度呢？显然它只有在盐度較高的海水在冬季形成大量的結冰或者是盐度很高的暖流流到高緯后經剧烈冷却的情况下，才有可能。由此可知，所有的深层水和底层水都是在高緯度的地方，由冬季的垂直环流形成的。例如著名的南极底层水就是在南极大陆棚上，由于冬季大量結冰而使海水密度大增，从而沿着海底滑沉，并同时与南极繞极水进行混和而形成的。

由于底层水这种形成的特点，它們的共同特性是温度很低，而其盐度一般在34.6‰以上。

由于表面海水的輻聚，也将产生海水的下沉并且沿着一定的等密度面扩展到很远的海区。由于海水的密度随緯度的增高而变大，所以从緯度較低的輻聚带下沉的海水将位于从緯度較高的輻聚带下沉的海水之上。例如，从南极輻聚带下沉的低温低盐中层水一般位于800—1,000米的深度，而在热带輻聚带下沉的高盐高温水，则比这个深度小得多。当然在与密度大的海水下降的同时，密度較小的海水必将流来进行补充。

水平的海流，把具有不同密度的海水带到各处。在流动过程中，由于自然地理条件的变化，海水本身的密度亦将发生相应的变化，即暖流的表层密度逐漸增大，寒流相反，同时在流的断面上，其密度分布也有一定規律；密度小的海水在右方，密度大的海水在左方（在北半球）。

与上述的各种过程同时进行的海水之間的混和作用，对密度的分布亦有很大的作用，它使两个不同性质的水团的交界面的密度梯度逐漸趋于消失，在大洋的深层和底层，海水的温度，盐度以及其他一些水文要素之所以十分均匀，正是由于这个混和过程的結果。

总之，海洋中的各层海水的密度特征首先是由表面形成的，在形成以后，便又依据一定的規律进行着密度的重新分布，从而便形成了实际海洋中的密度結构。这就是海洋中密度分布的一般規律。

海洋中密度随空間和时間的变化决定于温度和盐度的相应变化，这就使密度的变化具有与之相一致的某些共同的特点，而同时又具有較其更为复什的性质。

（一）海洋中密度的分布　图4-2、4-3是各大洋2月和8月（分别代表北半球冬季和夏季或南半球夏季和冬季）表面密度分布情况，图中指出，虽然各大洋不同季节的密度在数値上有所变化（如冬季大夏季小），但其分布的基本特征大体是相同的。一般説来，大洋表面密度随緯度的增高而增大，最小密度在低緯赤道地区，而最大密度则发生在高緯地区。

太平洋的赤道地带有两个最小密度地区，一个在大洋西部伊里安島的东面，密度在1.0220以下；另一个在大洋东部巴拿馬湾一带，夏季也在1.0220以下。最大密度在北太平洋西北海区，白令海和鄂霍次克海外面，可达1.0265以上；南太平洋的最大密度在南极海区，在1.0270以上。北太平洋的北部海区，东部密度較西部为小。

印度洋的赤道和热带海区，表面密度东部和西部明显地不同，东部低西部高。最小密度在孟加拉湾，夏季可到 1.020 甚至更小。其最大密度也在南极海区。

大西洋赤道地带的东部密度也较西部为小，最小值在几内亚湾夏季可到 1.0220 以下。最大值北大西洋在挪威海，冬季可达 1.0280；南大西洋的南极海区冬季也可达 1.0270 以上。

图 4-4、5 为大西洋和太平洋的密度在經向断面上的分布。如果与前面的溫盐分布图比較一下则可发現它們有很多相似之处，例如密度的水平梯度較垂直梯度小得很多；上层海水

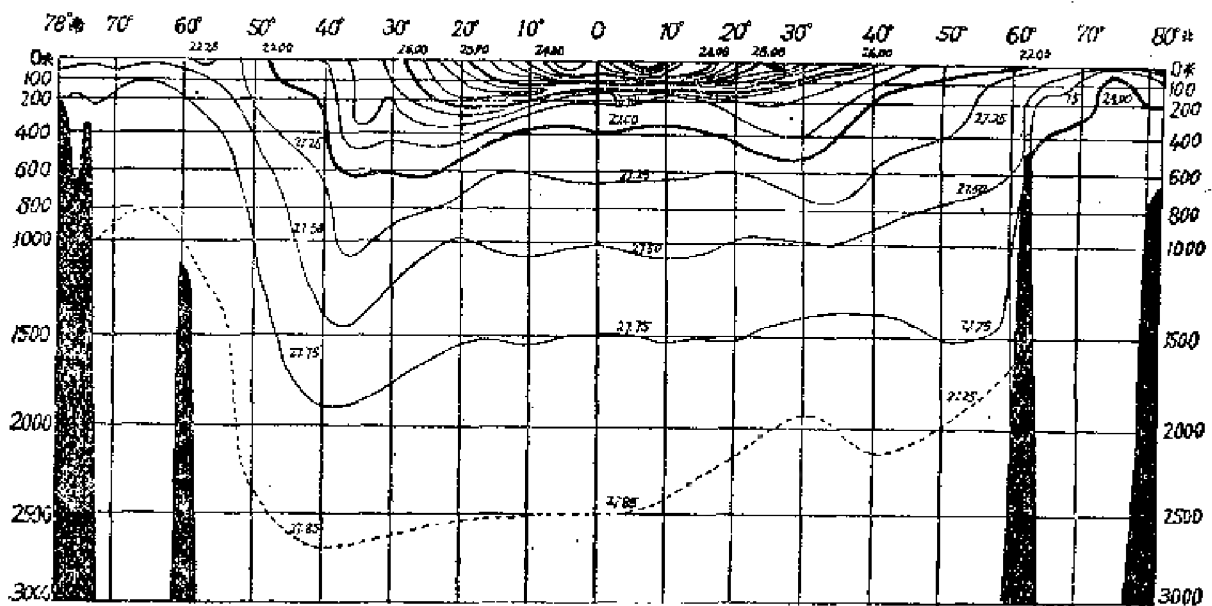


图 4-4 大西洋經向断面密度分布

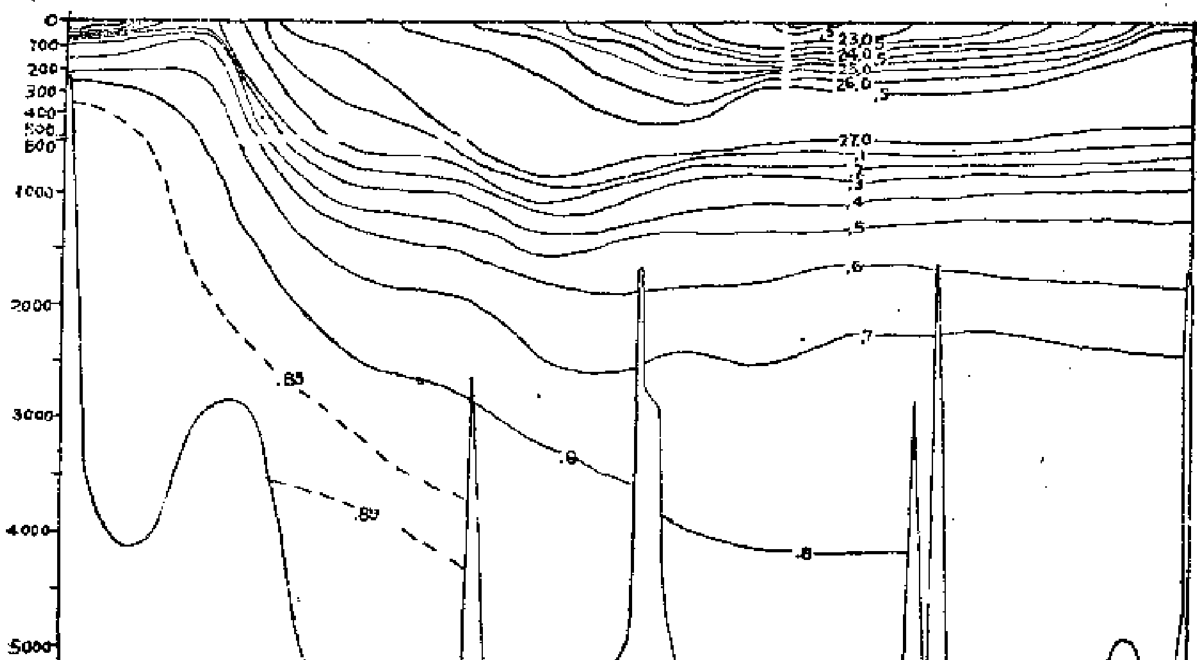


图 4-5 太平洋西經 170—180° 断面密度分布

的密度梯度較大，但下层(約从 1,500 米开始)，梯度則很小，在深层和底层几乎沒有密度的变化。在高緯海区的所有水层上，其海水的密度都較中緯海区为大，所以梯度的負方向指向中緯。中緯地区的等密度綫向下彎曲，乃是由于中层水从表层下沉的結果。同样的情况在亚热带海区的上层也存在着。而在赤道地区的等值綫却向上凸起，这也是因为那里有海水上升的結果。

(二) 海水密度的变化 如前面指出，由于密度的变化取决于溫盐的变化，凡是能引起溫盐变化的各种因子，都能同时引起密度的变化，所以密度的变化是比較复杂的。大洋表面密度的日变化量值並不大，例如太平洋只在 0.00005—0.00016 之間(穆倫采夫)。日变化所能达到的深度，則与溫盐的变化所能达到的深度一致。在日变化的下界存在着密度飞跃层的地方內波的作用非常显著，深层水的密度变化，取决于海水的环流。

由于各地溫盐的年变化特征及其在密度变化中的相对重要性並不一致，所以密度的年变化特征各地也不一样。例如在上面两章提到的日本以南海区其密度最大値发生在 4 月，最小値在 7 月，年較差为 0.00351；加利福尼亚沿岸海区密度最大値在 2 月，最小值在 7 月，而年較差仅为 0.0018。

第五章　海洋光学

光是海洋植物进行光合作用的必要条件，因此这些植物在海水中分布的厚度就取决于光綫透入海水中的深度。各类海藻对光綫的强度要求是不同的，只有在其最适宜的光綫强度下，它才能生长得更好。因此，根据光能在海水中的分布情况以便了解某种植物的分布深度，以及在淺海养殖时选擇最适宜的深度等方面，都是很重要的。

植物沒有游泳的能力，因此，它不能因光綫的强弱而变更自己的位置。但动物却不同，已經发現，在海洋中有很多种的动物都有昼夜垂直移栖的习慣，当黑夜降临时，他們从深水中向上移动，在黎明来到时，重又回到深水中去。有些魚类，为了寻找食物，也随着它們进行纵向的洄游。当然，光并不是这种昼夜移栖現象的唯一原因(因为任何动物的行为，都是各項因素作用的綜合反应)，但它却是其中的主要原因。

光对生物的重要意义，不仅在于其量，还在于其质。例如底栖藻类的随深度的分布，由淺到深依次为綠藻——褐藻——紅藻。显然这与透入海水中的光的性质的变化有直接关系，因为这样，它就可以最大限度地利用光綫的能量。

不少海洋动物的顏色，都能随着周圍环境顏色的变化而发生相应的变化，它的作用是为了躲避敌人，这叫做变色适应。另外，很多海洋魚类的顏色，也和上述藻类一样，与其所生活的环境中的光綫有密切关系。

綜上所述，都說明了光能在海水中的分布及其性质的变化对海洋生物确是一項重要的因素。那末，光綫在海水中将发生怎样的过程呢？它的能量强度和性质又是怎样地在发生变化呢？关于这些問題，正是本章所要詳細討論的。下面，我們先討論海水的光学性质，再討論光的能量和性质在海水中的变化；在这个基础上，接着討論由于以上这些原因的綜合結果，光在海水中所表现出的一些光学現象。

§5-1　海水的光学性质

(一) 反射和折射　海水是半透明的介质，太阳光綫射到海面以后，一部分被海面所反射，另一部分则經过折射进入水中。反射和折射現象均遵守反射定律和折射定律，入射綫、反射綫和折射綫在同一个平面上，入射角等于反射角，入射角 i 的正弦等于折射角 r 的正弦与折射系数 n 的乘积，即

$$\sin i = n \sin r,$$

另外，入射光綫与反射光綫和折射光綫都是可逆的(参看图 5-1)。

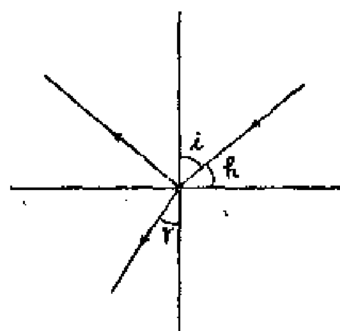


图 5-1 海面光綫的入射、反射和折射

关于海水的折射系数与其溫度和盐度的关系，Ворабург 得出了以下的数据：

表 5-1

$\vartheta°$ \ $S‰$	10	20	30	40
0	1.33607	1.33803	1.33998	1.34194
10	1.33567	1.33755	1.33945	1.34137
20	1.33488	1.33674	1.33860	1.34047
30	1.33383	1.33563	1.33748	1.33925

上表表明折射系数随溫度降低和盐度加大而增大，近似地可取为 1.34。

根据菲涅尔公式計算的結果，光綫能量的反射率和折射率(反射光綫和折射光綫能量分别占入射光能量的百分比)，如下表所示，表中 h 为太阳高度，i 是入射角，r 是折射角，I_0 是达到海面的总能量，I_r/I_0 是光綫的折射率，I_i/I_0 是光綫的反射率，并且都以百分比表示。

表 5-2

h	0	5	10	15	20	25	30	40	50	60	70	80	90
i	90	85	80	75	70	65	60	50	40	30	20	10	0
r	48.3	48.0	47.3	46.1	44.5	42.6	40.3	34.9	28.7	21.9	14.6	7.4	0
$I_i/I_0\%$	100.0	58.5	35.0	19.5	13.5	8.8	6.0	3.5	2.5	2.2	2.1	2.1	0
$I_r/I_0\%$	0	41.5	65.0	80.5	86.5	91.2	94.0	96.5	97.5	97.8	97.9	97.9	100

为了更清楚起見，我們又把上表的数据画成图 5-2。表和图中都指出，当太阳高度增加时(即当太阳由东方漸漸上升时)，反射光的能量迅速变小而折射光的能量則很快增大。例如当 $h=5°$ 时，有 58.5% 的光射被反射，但当 $h=30°$ 时，反射的光綫尚有 6.0% 其余全部进入水中了。但是，这个能量分配的变化是很不均匀的，当太阳继續上升，h 从 30° 升到 80°，反射光綫的能量，仅仅由 6.0% 减少到 2.1%。上述的理論計算值与实际的观测結果很接近。

（二）吸收和散射　光綫射到海面以后經折射进入水中，但由于光能在水中不断地被吸收和散射，所以很快的减弱。这里将討論海水对光的吸收和散射两个过程。

假設射进海表面的光能强度为 I_0，透到 Z 米深的光能强度为 I，經过 dZ 的距离被海水吸收了 dI，则：

$$dI = -\beta I_0 dZ$$

积分得

$$I = I_0 e^{-\beta Z} \tag{5-1.1}$$

公式中的負号是表示光能随深度而减少，β 是吸收系量，它是由光波的波长以及海水中所含悬浮物质以及浮游生物的情况来决定的。在实际計算上以 β/m（即每米的吸收系量）表示。

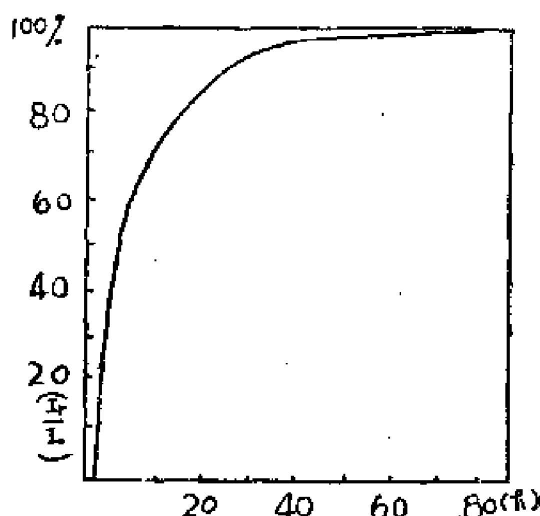


图 5-2　光的折射率与太阳高度的关系

下图是表示通过一米水层，吸收系量和波长的关系，由此可以看出：蒸餾水的 β 最小值在紫光①，沿岸水在綠光，可見，海水对紫光和綠光的吸收最少，而对于紅光及紅外綫的吸收最厉害，例如，在蒸餾水中，波长等于 0.5μ 的綠光其吸收系量等于 0.02，所以綠光在深一米处的光能强度：

$$I = I_0 e^{-0.02} = 0.98 I_0$$

即被吸收 2%，而 $\lambda = 0.67\mu$ 的紅光，依同样計算可以求得約有 26% 左右被吸收，所以如果都以射达海面的光能强度作标准，紅光比綠光的减弱要快 13 倍。

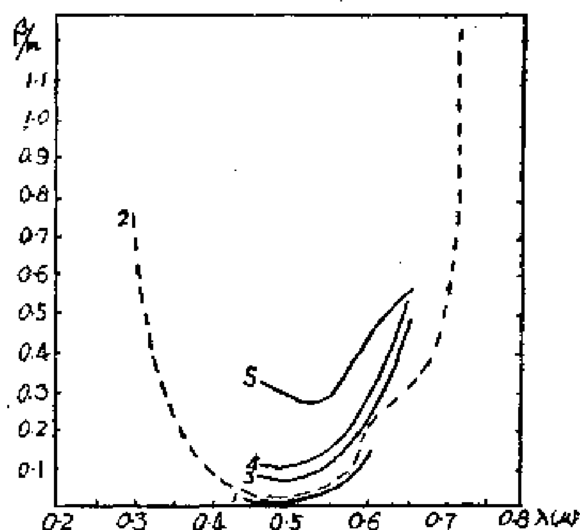


图 5-3　不同海水光的吸收系数与波长的关系：

1—人工过滤的海水；　2—蒸餾水；　3—太平洋离岸 200 公里海水；　4—太平洋离岸 50 公里海水；　5—太平洋近岸水

另外，海水愈清洁，吸收系量愈小，例如，被滤过的海水对可見光的吸收接近蒸餾水，而淺海或近海地区，因为有了大量的悬浮物质，所以吸收比蒸餾水以及滤过的海水都大得多。

在实际情况下，光綫射入水中以后不仅被海水所吸收而且同时发生散射現象。由于散射的結果也能使光能减弱，和式(5-1.1)类似可得：

$$I = I_0 e^{-\gamma Z} \tag{5-1.2}$$

γ 是散射系量。

瑞来研究了渾浊介质中光的散射，对于不带电的无色小质点（其大小和輻射的波长 λ 相

① 以光綫波长与顏色的关系为：0.29μ—紫外綫—0.36μ—紫光—0.424μ—藍光—0.492μ—綠光—0.535μ—黄光—0.586μ—橙光—0.647μ—紅光—0.76μ—紅外綫—730μ。$1\mu = 10^{-6}$米。

当，或者比λ更小)，給出如下公式

$$\gamma_1=\frac{a_1}{\lambda^4} \tag{5-1.3}$$

λ是入射波的波长，a_1是散射模量，它和介质中每立方厘米的体积内所含的质点数目有关，如果质点数目愈多則散射模量愈大。

在化学性质均匀的介质中也有类似的現象。斯莫魯赫夫斯基(M. Смолуховский)給出如下的形式

$$\gamma_2=\frac{a_2}{\lambda^4} \tag{5-1.4}$$

a_2也是散射模量，它和介质的絕对溫度和压縮系量成比例，而且折射率增大时它也增大。

上述两公式中都和波长的四次方成反比，可見波长越长散射越小，反之短波的散射要比长波来得强，例如0.03μ的质点散射紫外綫(λ=0.32μ)比散射紅光(λ=0.64μ)散射系量約大16倍。

上述瑞来公式，只适用小于0.35μ的质点，对于大于0.35μ的质点，对光的散射正比于波长的負三次方，負二次方等等。总之，随着质点的增大，其所散射的光綫中，波长长的部分所占的比重将愈来愈大。

如果考慮到光能同时被海水吸收和散射則根据(5-1.1)(5-1.2)式可得：

$$I=I_0e^{-(\beta+\gamma)Z} \tag{5-1.5}$$

若悬浮质点不特别大，則近似可引用瑞来公式进行計算，即

$$I=I_0e^{-\left(\beta+\frac{a}{\lambda^4}\right)Z} \tag{5-1.6}$$

上式$\beta+\frac{a}{\lambda^4}$称为光的削弱系量。

从(5-1.6)式看出，由于海水对光能的吸收和散射的結果光能很快的減弱。表5-3是Горинский 得出的不同波长的光波經不同厚度的水层其实际能量与射达表面能量的百分比。

表 5-3

波长(μ) \ 水层厚度(厘米)	0	0.1	1	10	100	1,000
0.2—0.6	24	24	24	24	23	17
0.6—0.9	36	36	36	30	13	1
0.9—1.2	19	17	12	1	—	—
1.2—1.5	9	6	2	—	—	—
1.5—2.1	10	3	—	—	—	—
2.1—3.0	2	—	—	—	—	—
	100	86	74	55	36	18

由上述資料可知长波在表层 10 米內几全部被吸收了，而且在該深度上的光能仅为表面光能的 18%。

勒尼亚尔在摩納哥 (Monaco) 海岸測量指出，1 米深处光能强度为表面能量的 52%，5 米为表面光能的 32%。总之光綫射达 1 米，其能量几被吸收一半，到 5 米深处約被吸收三分之二，10 米深处已被吸收 80% 以上，但是其余的小部分的光綫仍能透进很深的水层。在大西洋亚速尔群島附近用海水光度計观測結果知道，在 500 米还有黄光及兰光，到 1,000 米深处就只剩下少量的紫外綫，在 1,700 米深处底片曝光二小时就觉不出有光綫的存在。

可以想象到，在海洋的深处白昼的时間要比海面短得多。Реньяр 1879 年 3 月在 Мадейры 群島用光度計連續观測得出在海面白昼时間为 15 小时，在 30 米就仅有 7 小时，而在 40 米深处則只有 15 分钟。

其实太阳輻射强度还随着季节而变，夏季和冬季就有很大的差別。表 5-4 是根据 Пуле 和 Аткинс 所得出的在英格兰海岸光照度的資料，并以 6 月 21 日中午射达表面的照度当作 100% 計算所得的結果。

表 5-4

日 期	海 面	5 米	10 米	15 米	25 米	35 米
6 月 21 日	100.0	51.9	29.0	14.5	2.71	0.65
12 月 21 日	18.1	2.6	1.3	0.48	0.05	0.01

由表可見：12 月 21 日中午射到海面的光能只有 6 月 21 日中午光能的 18%；冬天在 5 米深的照度等于夏天在 25 米深处的照度。

根据以上所述海水对光吸收和散射的特性不难說明水色和透明度的問題。

§5-2 水色和透明度

要是站在海边，你定会被海水的美丽色彩所吸引；如果坐上远洋的輪船，那么你更会发现，这种色彩是在不断的变化着：先是黄綠色，而后是綠色、藍綠，最后变成了蔚藍的一片。这就是水色。但是，为什么海水会出现这种顏色呢？而又为什么各个地方的顏色又不相同呢？这就是本节所要討論的問題。

在海洋調查时测量水色都用水色計，它是由盛有不同顏色的液体的玻璃管組成的。按照顏色由兰到黄順序排列，并給以相应的編号，最兰的是 1 号，其下依次为 2 号 3 号……一直到 21 号，所以，号碼愈小，水色愈兰，也就是平常所說的水色愈高；号碼愈大，水色愈黄，也就是所謂水色愈低。所以，水色的高低和其号碼的大小正好是相反的，这点应特别注意。

在測量水色时，需在船避光的一側进行，先是将透明板（关于这个問題在后面談）放到等于透明度一半的深度处，然后，垂直地（这样可遮去一部分天空的顏色）看透明板上水的顏

色，并与水色計的顏色，进行比較，其顏色与海水的顏色相当的那个水色計的号碼，就是水色的号碼。

首先必須記住，我們所指的水色，不包括海面所反射的光綫，而只是从水中經过水分子及悬浮物质的散射和反射而达到肉眼的光綫，这点很重要，因为如果包括从海面反射的光綫的話，那末我們所看到的顏色就包含了一部分天空的顏色在內，因此，所測的水色，也就不能代表海水的真正光学性质。

由于海水对光的选择吸收，因此，較长的光波（如黃光，紅光等），在海面一薄层內就已經被海水吸收；同时，被散射的能量，反比于波长的 4 次方。可以想見，被散射的光綫，将大部分是波长較短的，因此，我們所見到的海水，自然就呈兰色。但是，正如上节所述，不同性质的小质点，对光的散射具有不同的性质，如果质点愈大，那末在所有透出海面的散射光綫中，长波部分无疑将愈加增多，这就是为什么海水愈混浊顏色愈低的原因。

当然，影响水色的原因还不仅于此（虽然它是最基本的），例如泥沙的本色，亦会影响到水色的高低。例如在雨季，河口外面的海水，呈現一片黃渾渾的顏色就是这个原因。至于生物的顏色，在某些时候或在某些海区，它将起着重大的作用，这是显而易見的。例如，当海中的綠色藻类大量繁殖时，你便会看到海水的顏色变得更綠了。再如 1952 年 5 月間，在渤海黃河口烂泥外一直到塘沽，夜光虫大量繁殖，每立方米有一百万个以上，夜光虫是淡紅色的，所以海水呈現紅色，故有“赤潮”之称。1933 年浙江鎮海，定海，台州一带也发生过“赤潮”。

关于透明度，它通常是指用一个直徑 30 厘米的白色圓盘垂直地放在海水中，从海面算起，直到剛剛看不見为止，这个深度叫做海水的透明度。所以透明度表示海水透光的能力，但是，它不是光綫所能达到的絕对深度。

显然，海水中光綫强度愈弱，光所及的深度愈小，則透明度也就愈小。而这个光的强度又决定于海水对光的吸收和散射程度，也就是所謂海水的消光系数。而海水的消光系数却又正好决定于海水中的悬浮物质的数量和性质。因此，不难想象，水色和透明度之間应該存在着必然的联系，它們的分布規律应該是同一的。实际的观測也正好証明了这一点。关于水色和透明度的关系的实际观測，請見下表：

表 5-5 各大洋水色和透明度的平均値

水 色 号 碼	1—2	2—5	5—9	9—10	11—13
水色	兰色	青兰	青綠	綠色	黃色
透明度(米)	26.7	23.2	16.2	15.5	5.0

表 5-6 日本近海的水色和透明度的观測資料

水 色 号 碼	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
透明度(米)	29.2	22.8	16.1	10.6	7.0	4.9	2.8	2.1	1.8	1.5

表 5-7 渤海及北黄海山东沿岸的水色和透明度的观测資料

水色号碼	3—4	4—5	6—7	7—8	8—9	9	10	10—12	13
透明度(米)	12.3	12.8	7.8	6.0	5.1	3.6	2.9	1.8	0.5

由此可見，关于水色和透明度的分布和变化規律，只要討論其中的一个，則另一个也就知道了。

下面談談水色(透明度)的分布。

上面的討論告訴我們，决定水色和透明度的分布和变化的主要因素是悬浮物质(包括浮游生物)的分布和变化。

淺海和大洋的水色回然不同。这是因为在淺海，从大陆带来的泥沙最多，潮汐，波浪和流的作用强烈，由它所引起的混和常常能一直到达海底；而由于淺海受大陆的影响溫度的变化剧烈也是促使海水发生垂直对流的主要原因之一。由于海水的运动相对地比較大洋剧烈，因而不仅使已有的悬浮物质难以沉淀，反而能将海水攪渾。另外，由于海水的上下运动，就使下面富有营养的海水源源不断地上升，同时河流也带了大量的营养盐类供給海水，因此，淺海的水质甚肥，这就使海洋生物的繁殖远較大洋为发达。Lohmann 认为，就整个而論，沿岸水的生产力要比大洋水高出 50 倍左右。

由于这些原因，就使得淺海的水色較大洋为低。

实际的观测資料，有力地証明了上述的結論。淺海的水色，渤海湾，长江口，水色发黄，在 11—13 号之間，东海內側水色 6—8 号，外側 4—5 号，到大洋則一般都增高到 1—2 号，所以，等水色綫在近海一般均与大陆平行。同样的道理随着緯度的变化，以及海流性质的不同，水色均将作相应的变化。低緯水色高，热带多为兰色 1—2 号，溫带及寒带海水色低，为 3—6 号，两极水色在 9—10 号左右。因此，源自热带的暖流和源自寒带的寒流，其水色也就不相同。例如黑潮(暖流)为深兰色，而亲潮則近乎綠色。

对于透明度，也有同样的規律。愈近大陆透明度就愈低。如渤海黄河口 1—2 米，胶州湾 3 米，南海增到 20—30 米，而在大洋，則可达 50 多米。例如大西洋的藻海，由于处在大洋的中央，受大陆江河的影响少，同时盐度高，离子濃度大，加上海水运动不强烈，悬浮物质的下沉就来得快，生物也不发达。因此那里的透明度达到世界的最大值——66.5 米。另外，低緯透明度大高緯透明度小，热带海可达 50 多米，溫带海如小笠原群島就只有 42 米了。暖流的透明度一般大于寒流，黑潮(暖流)透明度有 25—30 米，有时可达 40 米，而亲潮寒流只有 10—15 米。

可以想見，水色(特别是近海)除了上述的地理变化外，还必然随季节而变化，这个季节变化的規律，是受制于海洋生物和大陆徑流(主要对近海)的季节变化的。

第六章 海　冰

§6-1 海冰的性质

純水溫度降到 0°C 便要結冰，但海水却不同。海水的冰点是随着它的盐度的变化而变化的：盐度愈大，冰点愈低。图 6-1 中 $\tau - t^{\circ}$ 綫清楚地表明了这种关系；其中还顺便画出了最大密度的溫度与盐度的关系。由图看出：冰点和最大密度的溫度均随盐度增大而下降，但前者下降較慢。两者在 $S = 24.7‰$ 处相交，这表明盐度为 24.7‰ 的海水在密度最大时結冰，而盐度大于 24.7‰ 的海水在結冰以前密度将不断增大，这是与純水不同的地方。

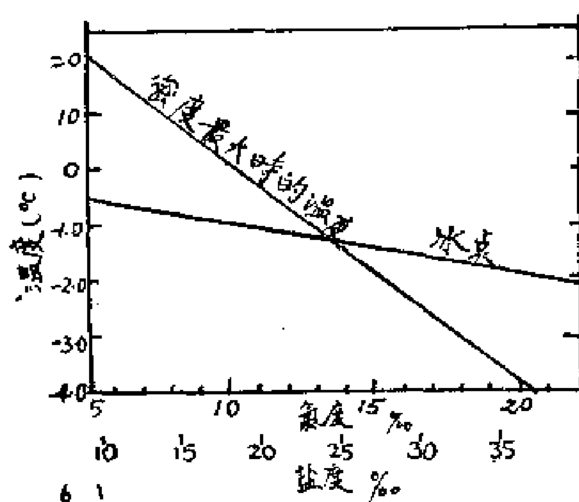


图 6-1　冰点及最大密度的溫度与盐度的关系

海冰中含有一定数量的盐分，这是它与淡水冰最大的区别。其盐分的多少同样以盐度来量度，即一千克海冰融解以后所得的水溶液的盐度值。奇怪的是，海冰中的盐分并非象海水中的盐分那样均匀地分布，相反，它是以所謂“盐胞”的形式存在的。一个“盐胞”就是一个小盐室。这是因为海水到达冰点时，淡水分子便首先結冰而将其中的盐分排析出来，但是，也可能有一些盐分被水的晶体(冰)所包圍，逐成盐室。随着溫度継續下降，盐室中的水分子便継續的結成冰晶，因而盐室中滷水的濃度便愈来愈大。当濃度达到某一物质的飽解度时，該物质便开始沉淀。例如：溫度稍低于冰点，碳酸鈣首先就沉淀出来；低于 −8.2°，硫酸鈉开始沉淀；低于 −23° 氯化鈉沉淀；而硫酸鈣則到 −55° 才沉淀下来。如果溫度降到相当的低，則滷水中的各种盐类均将結晶而出。此时的海冰，方可称为眞正的固体——水分子的結晶和盐类結晶的混合物，但在一般的溫度下，如上所述，海冰并非完全是固体，而是水分子的結晶(冰)与小盐室中滷水的混合体。

海冰的盐度一般在 0.5‰—15‰ 之間，大多数在 3‰—7‰ 左右。显然海冰的盐度决定于上述小盐室的濃度和量值，而这又主要决定于海水的盐度，和結冰的速率。空气的溫度，可以作为結冰的速率的一个指示，所以气溫与海冰的盐度有密切的关系。下面是 Finn Malmgren 根据他在“Maud”号調查所获得的观測結果，而得出的“新”冰的盐度值和空气溫

度之間的关系。

空气溫度(°C)	海冰的盐度(‰)
$-16°$	5.64
-28	8.01
-30	8.77
-40	10.16

另外，根据4月間在上1年11月間开始冻結的一块浮冰上所作的分析也可以看出：結冰的速率，对于海冰盐度的影响；其結果如下：

离冰表面的距离(厘米)	0	6	13	26	45	82	95
冰的盐度(‰)	6.74	5.28	5.31	3.84	4.37	3.48	3.17

在深度較大的地方，冰的含盐量較低，乃是因为其形成速率較慢的緣故。

根据 Finn Malmgren 的实驗，如海水的溫度下降剧速，则滷水和結晶盐类，便将积聚在冰的表面。

如果溫度升高，这些小盐室周圍的冰便开始融化，而小室内因結晶而折出的盐类，又融解于滷液中；在此同时，各个小盐室可能因此而相互沟通，随着溫度的継續升高，原来結晶的盐类融解愈来愈多，小室亦愈来愈大，結果，海冰变得“千疮百孔”，而冰中的滷水，由于其比重很大，所以便从这些孔中流出来，因此露出水面的那些老冰常常变得很淡。可見，冰的盐度与其年齡也有密切的关系。

所有的海冰都浮在水面上，可是，海冰的密度比海水为小，它的量值决定于海冰的盐度和溫度。此外与冰內的气泡也有密切的关系。气泡越多密度越小。盐度加大时密度則加大，表6-1是朱保夫得出的在不同的盐度与不同的气泡含量(以容积的百分之几計算)海冰的密度值。

表 6-1

气泡含量 \ 盐度	0	5	10	15	20	25
0	0.918	0.922	0.925	0.930	0.934	0.928
5	0.872	0.876	0.880	0.884	0.888	0.892
9	0.835	0.839	0.843	0.847	0.851	0.855

如果知道海冰的密度和海水的密度，就能估計出海冰露出海面部分与沉沒在水中部分体积的深度。

下面談談海冰的热性质：

純冰的比热为0.5卡/克，海冰的比热随溫度，盐度的加大而加大。表6-2是在不同溫度和盐度下海冰的比热。

表 6-2

$S‰$ \ $\vartheta°$	−2	−4	−6	−8	−12	−16	−20	−22
2	2.57	1.00	0.73	0.63	0.55	0.53	0.52	0.52
4	4.63	1.50	0.96	0.76	0.19	0.57	0.55	0.54
6	6.70	1.99	1.20	0.88	0.61	0.60	0.57	0.56
8	8.76	2.49	1.43	1.01	0.68	0.64	0.60	0.58
10	10.83	2.99	1.66	1.14	0.73	0.67	0.62	0.60
15	16.01	4.24	2.24	1.46	0.85	0.76	0.68	0.65

由上表看出盐度为 8‰ 的海冰，温度为 −22° 时比热为 0.58 卡/克而当其温度升高到 −2° 时则为 8.76 卡/克。其所以差别这么多是因为热量的分配，一方面用来升高冰的温度，另一方面同时还要供給固体的盐分或者接近盐室的冰的融化之用。

海冰的融解热与盐度和温度也有密切的关系。如下表所示：

表 6-3

$\vartheta°$ \ $S‰$	0	2	4	6	8	10	15
−1	80	72	64	55	47	38	17
−2	81	77	72	68	64	59	47
−5	83	80	78	77	74	72	67
−10	85	84	85	81	80	79	76
−20	90	89	89	88	87	86	84

可以看出純冰 −1° 时融解热为 80 卡，而盐度为 15‰ 的海冰融解热仅 17 卡，因之海冰的融解較純冰容易得多。

海冰的热傳导系量，根据实际測量約在 1.7×10^{-3} 到 50×10^{-3} 之間，亦即不同状态的海冰它的热傳导系量也就不同。玻璃、大理石、土壤等的热傳导系量和这些量值很接近，因此海冰是近乎絕緣的材料，所以海冰一旦結成冰层以后其厚度的增加将受到一定的限制。

对于海冰的蒸汽压，研究不多，但它和純冰的蒸汽压之間无多大差別。

純冰的蒸汽压之值为：

0°C，　　$e=6.11$ 毫巴，

−10°C，　　$e=2.61$ 毫巴，

−20°C，　　$e=1.04$ 毫巴，

−30°C，　　$e=0.39$ 毫巴，

§6-2 海冰的成长，海洋中冰的类型

海冰如同淡冰一样，当海冰中的熱量大量散失而且相对于冰点已有少量过冷的現象，同时在冰中如果有凝結核存在时，便开始結冰，首先凝結成針状或小片状的結晶（冰針或冰片）。由冰針或冰片聚集在海的表面互相冻結形成薄冰，这时，海面呈現灰鉛色，微风时海面不会发生波浪。

結冰时，有时伴随着雪花飞舞，雪花降在冰点以下的海面，将加速冰的形成。因为这时雪不会融化，而小的雪粒又可以成为結晶核，在其周圍形成冰針，同时大量的降雪又能形成雪浆。

由薄冰或雪浆所形成的白色多孔的冰块称为初冰。嗣后，乃在海面形成一片薄的冰盖，具有彈性易于弯曲，如果是淡水所形成的冰，則是比較易于脆裂，所以在这点上，它和海冰显然不同。

海面形成一片薄冰盖以后，在其下层的海水，热量的散失就比較困难了，如前所述冰是近乎絕緣的材料，热傳导系量甚小，因之薄冰层厚度的增加甚为緩慢。

有波浪时，薄冰层被波浪冲击成小块后，由于彼此碰撞，形成多种多样的冰餅，漂浮水中。

海洋中的冰大致可分为漂浮的和固定的两种。

漂浮的冰分两类：一类是由海水冻結而成的海冰，另一类是来自大陆的陆冰。而陆冰一般可以是由河水結成的冰流入海中（河冰），也可能是陆地冰川① 与海相接連的部分破碎浮于海中的冰山（因冰川的末端深入海中受浮力而上升或受潮汐、风浪、水流的影响折断遂成冰山）。

格陵兰岛的表面积二百万平方公里中約有百分之九十是大陆冰，其平均厚度为 1500 米。在海岸附近的大陆冰受重力作用慢慢往下滑最后折断也能形成海洋中的冰山。北极地方的冰山多发源于格陵兰西岸，形状不规則，往往有高出海面一百米以上，連同浸沒在水中的部分則在 600 米 --700 米右左。仅巴芬湾一处的紀录每年由格陵兰西岸流来的冰山就有七千个以上。

南极附近的冰山也大多是广大的冰层（南极州的整个面积几乎被厚达 1000--1500 米的冰层所复盖）断裂而成的，一般是面积广大而且多为长方形。1854 年曾經在大西洋南緯 44°，西經 28° 发现了长达 120 公里，高达 90 米的冰山。

由于强风的吹颳堆集重叠互相冻結所形成的漂浮在海中的大冰块称为群冰。在北冰洋

---

① 在重力作用下滑落到雪綫以下运动着的巨額冰块总称冰川，它是固体降水的堆积物，其特点就是能够作很緩慢的运动，每天移动几厘米或几十厘米。冰川所占的面积約为一千六百万平方公里，即比澳洲面积大一倍，如果所有这些冰都融化了，那么海洋的水位将增高 50 米。

大多是 5—6 米高，遇风暴时彼此碰撞声音如同几百門大炮齐鳴。普通的船只在这种情况下会被群冰打坏，因之在极地探險的船只要有特殊的装置和結构，才能保证探險队的安全。

冰块由于风及海流的作用漂流在海中者就称为流冰，流冰的范圍有时甚大能阻碍普通的船只的航行。

固定冰主要形式是冰陆，它是海岸島屿或淺滩地方相連接的冰层所形成的。初期是在岸边，当溫度降低时厚度和寬度不断增加乃形成冰陆，冰陆在冬末成长至最大，白令海北部有 15—40 浬寬，韃靼海峽北部及鄂霍次克海北岸外海也有 10 浬寬。至于冰的厚度在鄂霍次克海及白令海內部一般为 1.5 米，韃靼海峽为 1 米左右，另一种固定冰是散布在沙洲上的冰山。固定冰对于航行，只是使所在地的海港封冻而已，而冰山和流冰对于在海洋中航行的船只則有严重的威脅，因之北大西洋有关諸国家設置了冰山、流冰监視船，調查冰山、流冰的情况随时发布情报以供航海船只的参考。

下面談談海冰与海洋水文要素的关系。

由于海水結冰时将其中的大部分盐分都排析于海水之中，因此，就使海水的盐度得到增高。由于表层降溫和盐度的增高，因此就将形成上下水层的对流混和，而海水的最大密度的溫度較低也是使对流混和加强的一个有利条件，有时这种密度很大的海水大量沉降的結果，便能形成底层水。如南极底層水就是由于南极大陆棚的海水大量結冰，从而在表层形成高盐低溫（亦即密度很大）的海水，它沿着大陆棚向下滑行，同时与周圍的海水混和，最后沉于底层，終形成南极低溫高盐的底层水。

当冬天过去，气溫变暖后，海冰大量融解，这时，由融冰而成的大量溫度較高而盐度极小的海水将复盖在海洋的表面，形成盐度和密度的飞跃层。可見海水的結冰和融冰对其盐度的变化有极大影响。

由于大量的融冰，常会引起海洋生物的蓬勃发展。这可能是由于海洋生物（包括結冰时被冻在其中的孢子和生物）在融冰后得到了生活的良好条件（如海水的变暖，由于融冰而使海水中增加了大量营养盐类等）的緣故。

海水被冰封盖后，由于冰是不良导体而使海水与外界的热交換受到抑制，从而对海水起着保暖的作用，故有人将海冰称做"海洋的皮袄"；而当海水融化时又要吸收大量的热量，所以海水的結冰对海水的热状况将有重大影响。

由于海冰的这种保暖作用，使位于冰下的海水溫度不致降得很低，这对海洋生物来說，无疑是有重大意义的；但由于海面被大量海冰所复盖，使光綫不易透进水中，这对生物来說，却又是很不利的。

可見，海冰对海洋生物和海洋水文状况的作用是不能忽視的。

第七章 海 流

§7-1 海流的基本概念及其分类

海水运动大致可分为准定常的和准周期的运动两类。海流是属于前者，虽然它与海洋中周期性运动最显著的潮汐和波浪比較，可看为是定常的。

有人将海流、波浪和潮汐称为海水运动的三大类型。

就海水的水平运动的型式分，有海流和潮流两种。这两种虽有其共同点，即均是水平运动的，但也有其不同之处，即：前者是指海水大体上是以恒速朝着一定方向的水平运动，而后者則是指海水具有約 12 小时或約 24 小时的周期性变化的水平运动（詳見 §9-7）。此外，两者在生成原因上也是不同的；关于这点，将分别在 §7-2、§7-3 和 §9-7 記述。

流速和流向是用来記述海水水平运动性质的两个要素。其中，流速是用来記述其强度，单位为节（浬/小时）或为厘米/秒，等等。流向系指海水流去的方向，以度或方位表示，它与风向的含义不同，故应加注意，不許混淆，否則将导致发生 180° 的誤差。

在海洋里，因种种外因和內因的作用，导致种种海流，尽管这样，但依其生成的原因分，主要的計有：风海流（漂流是它的一种）、密度流、傾斜流和补偿流等四种；在有潮海中，另加潮流一种。

若从海流的稳定性和持續时間来分，則有定常流、短暫流（非定常流）和周期流三种。

若依海流本身的溫度高于或低于其所流过海区的水溫分，則有暖流和寒流两种。

必須指出，上述各种分类法，只是为研究和了解海流的性质的方便，或是为实用的方便，而从不同角度划分之而已，其实，在实际海洋里的海流，以其生成的原因說，是由两种或两种以上原因所生的合成流；单一原因产生的海流，于实际情况中，是少見的。

本章仅記述海流，至于波浪和潮汐将分别于第八章和第九章記述。

§7-2 与风有关的海流

紧貼海面的空气流即风，于近代，已公认之为表层海水发生运动所需的能量的主要来源；它以在海面上切綫力的形式脅迫海水作水平运动，即所謂风海流。它的切綫力和法綫力的联合作用又可誘起风浪。由此可見，风海流和风浪是风作用于海水所生的一对孿生子，即共存系。

漂流的理論研究，始于艾克曼（1905）。这个理論，近年来又为苏联学者舒列金（В. В. Шулейкий）、朱保夫（Н. Н. Зубов）、施托克曼（В. Б. Щтокман）、施維茨（М. Е. Щвец）和日高孝次等所发展。

理論研究的假定条件：(1)海水是不可压縮的，即海水密度为恒量；(2)只考虑二維的水平流动；(3)只考虑垂直方向的渦动混合的影响，且其系数为恒量；(4)作用于海水的风，为定常的，且风时充分的长。因水深的不同，可分为两种情况来討論之。

（一）无限水深的漂流 横向无限寬广、纵向无限深的海洋，在风时充分长的定常风作用下所生的，称漂流。如取 y 軸的正向为风的去向，x 軸与其垂直，正向指向其右，則从理論上可得其速度在两軸上的分量分別为

$$\left.\begin{aligned} V_x &= V_0 e^{-az}\cos(45^\circ - az) \\ V_y &= V_0 e^{-az}\sin(45^\circ - az) \end{aligned}\right\} \tag{7-2.1}$$

式中 $a=\sqrt{\dfrac{\rho\omega\sin\phi}{\mu}}$，其中 ρ 表海水密度，ω 表地球自轉角速度，μ 表渦动动力粘滞系数，ϕ 表所探討海区的平均緯度；z 表距海面的深度；V_0 表表面流速，并等于 $\dfrac{0.0127U}{\sqrt{\sin\phi}}$。$U$ 为风速，单位为米/秒。

若将式(7-2.1)写成复变函数的形式，則为

$$V = V_x + iV_y = V_0 e^{-az} e^{i(45^\circ - az)} \tag{7-2.2}$$

从上式可知，漂流的流速和流向分别决定于

$$V_0 e^{-az} \tag{7-2.3}$$

和

$$e^{i(45^\circ - az)} \tag{7-2.4}$$

(1) 式(7-2.3)示出，当 z 按等差級数增加，流速則按指数律遞減；在 $z=\dfrac{\pi}{a}=D$ 处，$V_{z=D}=V_0e^{-\pi}=0.043V_0$，即在距海面为 D 处的流速仅为表面流速的 4.3%。此值已够小，所以，一般就认为 D 处为漂流的下限，再往下就沒有漂流，并将海面至 D 处的厚度称为上层摩擦深度，以 D 表示。这个摩擦深度的数值，理論指出，决定于海区的緯度和风速，并得到实际的证实。如表 7-1 所示。

表 7-1 不同緯度和风速下，上层摩擦深度的厚度

摩擦深度(米) 风速(米/秒) 緯度(度)	10	20
45	90	180
50	87	176
55	85	170
60	82	165
70	80	160
80	75	150

摩擦深度最大值大約为 200 米，虽然在赤道带理論值为无穷大。

(2) 式(7-2.4)示出，漂流的流向随距海面深度的加大，在北半球，其与风向的偏角是順时針向地加大；在南半球，其情形則与此相反。下面仅就北半球的情形加以論述。

在 $z=0$，即表层的流向与风向的偏角为偏右 45°；

在 $z=\frac{\pi}{a}$，即在距海面深度为 D 处，偏角为偏右 135°。显然看出，此层处的流向与表层的相反。

关于其他层处的流速和流向可依上述討論一一求出，作成如图 7-1 所示的艾克曼螺旋。如将各矢量投影于同一平面上，即得图 7-1 中的曲綫。

若要求漂流輸送的水体，可将式(7-2.1)对 z 从 o 到 ∞ 取积分，即得：

$$S_x=\int_0^\infty V_x dz$$

$$=\frac{V_0 D}{\pi\sqrt{2}}$$

和

$$S_y=\int_0^\infty V_y\, dz=0$$

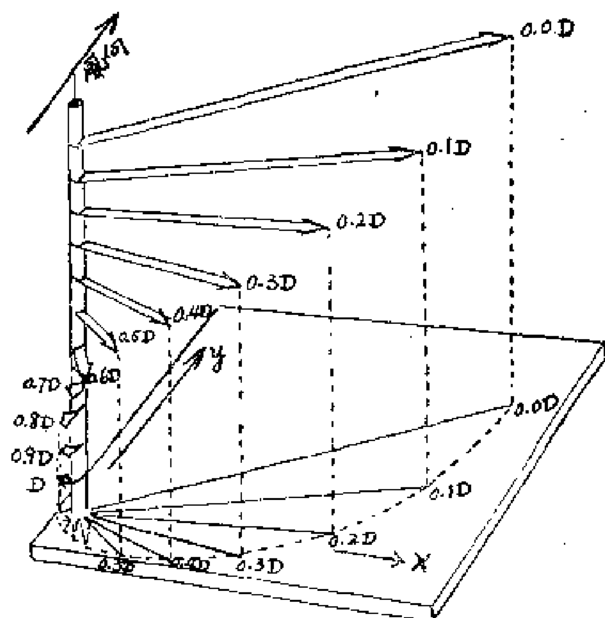


图 7-1　艾克曼漂流螺旋

由上述两式看出，漂流所致的总水体的輸送是沿 x 軸，即与风向垂直，偏右的。这个效果終将导致某处海区海水的减水，而于另一处发生增水，从而造成海面傾斜。据海洋观測知道，在开闊的大洋，其傾斜是很小的。例如，在热带，在貿易风作用下，大西洋和太平洋的西岸出現增水，而造成的傾斜角分别为 3.8×10^{-8} 和 4.5×10^{-8}。

如果漂流(确切說，应称为风海流)是发生在近岸无限深的海区，由于岸壁的阻擋，增水和减水现象将变为显著，傾斜角将因之而大为增大，由此效果将导致产生所謂傾斜流和底层流。

图 7-2 (*a*)、(*b*) 和 (*c*) 分别示出风向与海岸的交角不同的三种情况下漂流、傾斜流和底层流的合成。

下面我們仅以图 7-2(*a*)为例来說明海水在风作用下生了漂流后，为何又产生傾斜流和底层流？以及三者在纵向上的位置和彼此的互相关系。

海面在风的切綫力作用下，海水一旦被驅迫而沿风向流动，就立即受到地球偏轉力及其下层（人为地把 D 厚度的水层等分为十分层，分别以 $0.0D$、$0.1D$、$0.2D$、……D 等記之）的摩擦作用。$0.0D$ 分层在这三个力作用取得平衡时，流动就达定常，这时，其流速和流向分别

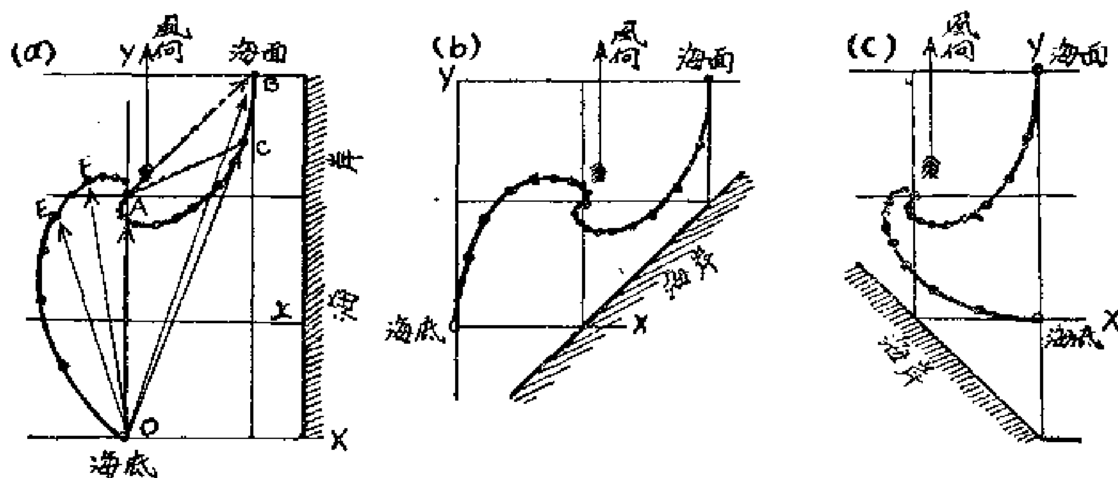


图 7-2 风向与海岸的交角不同，漂流、倾斜流和底层流的分布情况

为 V_0 和在风向之右 45°。由于海水粘滞性的关系，0.0D 分层的流动就带动了 0.1D 分层。同理，0.1D 分层就立即受到地球偏轉力和 0.2D 分层的摩擦作用。在这三力作用下，0.1D 分层的流向就較 0.0D 分层的更偏右，流速也較之为小。依此类推，結果可得 D 分层的流向与 0.0D 分层的相反，流速为其値的 4.3%。据此分析，若用图綫表之，就如图 7-2 (a)所示。由于 D 分层的流速已很小，因之可认为在此层之下已无漂流，它就不再受其下水体的摩擦作用。因此，就整个 D 层水来說，只受到两个力的作用，即风力和地球偏轉力。当漂流达定常，即隐示着这两个力已处于平衡，而我們已先給定风向是沿 y 軸的正向，故地球偏轉力势必是指向 y 軸的負向，又据地球偏轉力的性质知道：它是与物体的运动方向垂直，在北半球并位在其右方。所以整个 D 层水就朝与风向垂直的右方方向，即 x 軸的正向流动。在我們所談的情况下，漂流所輸送的水体，由于受到岸壁的阻擋，而在近岸处出現增水，海面从而发生傾斜，达稳定时，海水表面及其內部的等压面就由图 7-3 所示的原来的等压面 P_0、P_1、P_2……变为等压面 P'_0、P'_1、P'_2、……。这些等压面原来是彼此平行的，現在仍应保持彼此平行，因而由此而生的傾斜流自海面至海底，流速値相等，流向彼此平行，都沿着风的去向。近底部的傾斜流因受海底摩擦的作用而发生质变，变为所謂底层流。底层流的厚度 D'，視近底部水层的渦动动力粘滞系数 μ' 的大小而定；如 $\mu'=\mu$，則 $D'=D$，为免于混淆，而分别称之为下层摩擦深度和上层摩擦深度。

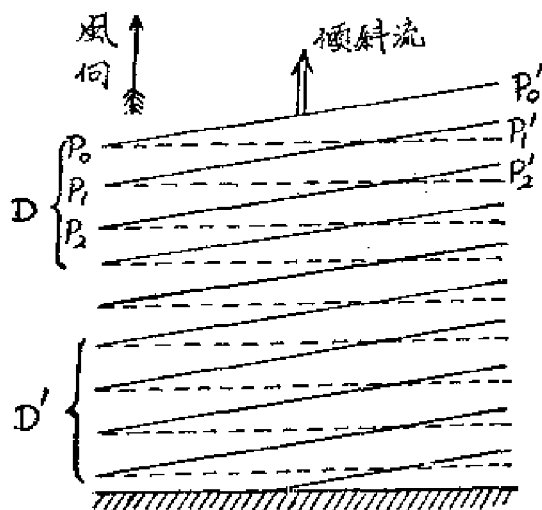


图 7-3 漂流、傾斜流和底层流三者的纵向分布

由上可知，图 7-3 中的 D 层为漂流和傾斜流的范圍；D' 为底层流的范圍；在两者之間，則为傾斜流的范圍。这样我們就可依图 7-2(a)求出各层次的流向和流速。

图 7-2(*a*)中 O 表海底、B 表 0.0D 分层、C 表 0.1D 分层、A 表 D 分层，E 和 F 分别表自底起算的 0.4D' 分层和 0.6D' 分层；$\overrightarrow{OA}$ 表倾斜流的流速向量、$\overrightarrow{AB}$ 和 $\overrightarrow{AC}$ 分别表 0.0D 分层和 0.1D 分层的漂流流速向量，$\overrightarrow{OE}$ 和 $\overrightarrow{OF}$ 分别表 0.4D' 分层和 0.6D' 分层的底层流的流速向量；依矢量加法求得的 $\overrightarrow{OB}$ 和 $\overrightarrow{OC}$，分别表 0.0D 分层和 0.1D 分层的合成流的流速向量。

在这个例子中，漂流导致的总水体的輸送是正朝着海岸，由于海水是液体，不能无限制地堆积在近岸海区，所以就有一部分水体沿着相反的方向流动，并在地球偏轉力作用下終于成为前述的傾斜流。这仅是平衡輸进水体的一部分，另一部分水体，就在近岸处下沉形成所謂下降流。在我們所談的三个例子，(*a*)和(*b*)，在近岸海区，出现下降流，而(*c*)则出现上升流，在离岸的远处，则分别出现上升流和下降流，从而构成一垂直环流。

傾斜流、上升流和下降流称为风的副效应，而风的主效应则是漂流。

观测指出，表层漂流的流向的偏角略小于理論值 45°。这种理論与实际不符，其原因是因为理論的出发点与海洋的实际有些出入所致。据在波的尼亚湾芬尼格魯齐脫浮标和表 7-2 所示的大洋中位置的观测結果，平均值約为 40°。

表 7-2 在若干地区观测得到的偏角值

φ（緯度）	λ（經度）	观测次数	平均偏角(度)
47—53°	10—30°	632	41
30—40°	40—110°	625	32
20—30°	100—170°	469	35
10—20°	90—110°	200	44

由气象学原理知道，北半球地面风与等压綫的偏角平均值为 25°（偏向于低压），而表层漂流的流向右偏风向 40°，因此，漂流流向与等压綫的偏角仅右偏 15°。这个近似关系在实用上是十分有用的，因为有了这个关系就可很快地从天气图上定出大洋中的表层漂流的流向。

近岸海区出现下降流和上升流，对于海洋生物的生长和繁殖是有利的。因为上升流将近底水层較多的营养盐类搬至上层供表层生物，尤其是浮游植物之需，而下降流則将表层較多的溶解氧带至底层，供底层生物呼吸之用。因此之故，尤其在有上升流之处，常成为漁場之所。北美洲太平洋岸的加里福尼亚沙丁魚漁場即为一例。

海面傾斜，虽风为一重要因素，但还有海区的气压差、降水和河川淡水的流入等也可导致海面的傾斜而生傾斜流。

（二）有限水深的风生海流 本节所提的“无限水深”和“有限水深”，其判据是視水深(h)和上层摩擦深度(D)之比值而定；据理論計算結果知道，当水深稍大于上层摩擦深度，在实用上就可按无限水深的情况处理，这就是說，等于或少于上层摩擦深度，就认为是有限

水深。

在有限水深的海区里，风所生的海流，由于水深的影响，表层流的流向的偏角就不象无限水深那样单純的等于 45°，据理論分析，其表达式为

$$\operatorname{tg}\theta=\frac{Sh\frac{2\pi h}{D}-\sin\frac{2\pi h}{D}}{Sh\frac{2\pi h}{D}+\sin\frac{2\pi h}{D}} \tag{7-2.5}$$

由上式知道，只要給定 h 和 D 的值，就可算出偏角 θ；D 值，从理論上說，可依

$$D=\frac{\pi}{a}=\pi\sqrt{\frac{\mu}{\rho\omega\sin\phi}}$$

算得，但由于 μ 值难以准确确定，故依上式計算 D 是有困难，因而一般是采用艾克曼的經驗公式

$$D=\frac{7.6U}{\sqrt{\sin\phi}} \tag{7-2.6}$$

来計算。据此得知，D 正比于风速 U。又从式(7-2.5)看出，偏角 θ 反比于 D，如果当 h 是給定的話。因此得出：θ 随风速(U)的增大而减少；此結論得到在波罗的海的許多浮标进行观測所得資料的证实。如图 7-4 所示。

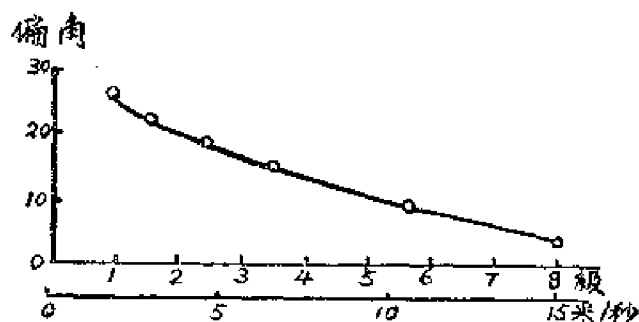


图 7-4 偏角随风速的变化

如果 D 值給定，则偏角正比于水深(h)，即随水深的变淺偏角越小，所以在相当淺的海里，风海流的表层流向几与风的去向一致。綜上所述，当风速越大，水深越淺，即 $\frac{h}{D}$ 值越小，风海流的表层流向越几与风的去向一致，即偏角越小。在这种情况下，近岸海区的增水和减水最显著的风向，分别是风自海洋垂直地吹向陆岸和风自陆上垂直地吹向海洋，由此所致的深层合成流的流向则几与表层的相反。不仅如此，在海底起伏的淺海，也出現类似的現象，如图 7-5 所示。这說明在海底起伏較大的和島屿星罗棋布的淺海，其水体之所以显得"活跃"。由它的作用而导致海水中营养物质的充分調济，是有利于海洋生物的生长和繁殖。

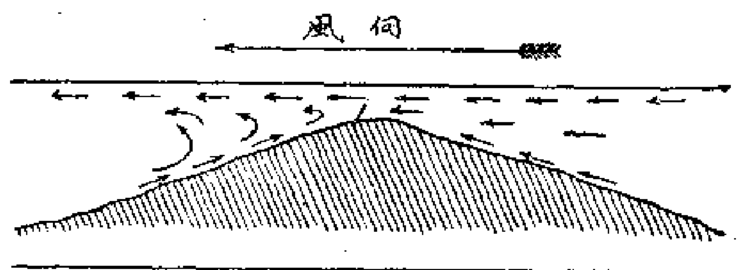


图 7-5

§7-3 与密度分布有关的海流

本节所談的海流，在以前，都称为密度流，即使現代也有人这样称之，故使人依字义而誤认之純是因密度差(現場的)而生的。其实，这种海流，是由于海水現場密度(当場密度)分布不均，从而导致压力分布不均而生的压力梯度力和地球偏轉力这两力的作用所生的；这在其表达式(7-3.1)中是显而易見的。所以有些学者，例如日高孝次，参照地轉风而称之为地轉流(Geostrophic Current，地衡流)。为照顾傳統称呼，本节仍用密度流一詞。

因某种原因造成海区里海水的現場密度分布不均，等密度面呈現如图 7-6 所示的傾斜。这时，图中所示的不連續面 AB 的傾角 β 和等密度面的傾角 α、α'，可分别求得为

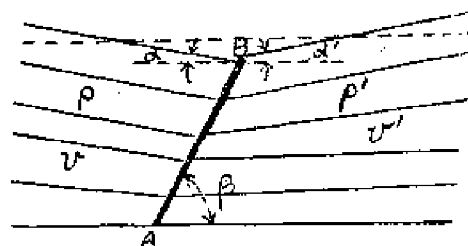


图 7-6 密度流示意图

$$\tan\beta=-\frac{2\omega\sin\phi}{g}\cdot\frac{\rho\nu-\rho'\nu'}{\rho-\rho'},\tag{7-3.1}$$

$$\tan\alpha=-\frac{2\omega\nu\sin\phi}{g},\tag{7-3.2}$$

和

$$\tan\alpha'=-\frac{2\omega\nu'\sin\phi}{g}。\tag{7-3.3}$$

上述三式中，ν 和 ν' 分别相应于傾斜的等密度面所生的平均流速；前者的流向自紙里朝外，后者則与其相反。若用性质符号表示流向，則分别取为正号和負号；ω、ϕ 和 g 的意义同前。

由式(7-3.1)可知，如能从观測断面求得 β、ρ 和 ρ'，以及知道 ν 或 ν' 中的一个，即可算出另一流速。如果从观測資料中求得的是 α 和 α'，則可依式(7-3.2)和(7-3.3)分别算出 ν 和 ν'。一般来說，从观測資料正确地求出 α 和 α' 是較求得 β 为难。茲举一例来說明上述式子的实际应用。

在日本海，郁陵島北方、元山外海海区，为对馬海流和里門海流的相遇区，因而出現了密度的不連續面，在夏季，观测求得：$\beta=1'20''$、以及与里門海流和对馬海流有关的值分别为 $\rho=1.02770$、$\nu=7$ 厘米/秒和 $\rho'=1.02670$，且此处的 $\phi=38°30'$、$\omega=7.292\times10^{-5}$ 和 $g=980$。将这些值代入式(7-3.1)，算得对馬海流的平均流速 $\nu'=12$ 厘米/秒。

如根据观測資料作图，等密度綫的分布如图 7-7 所示的那样凸出 (A) 和凹落 (B)，則意味着在北半球如果上层的流速較下层的大，前者和后者分别出現

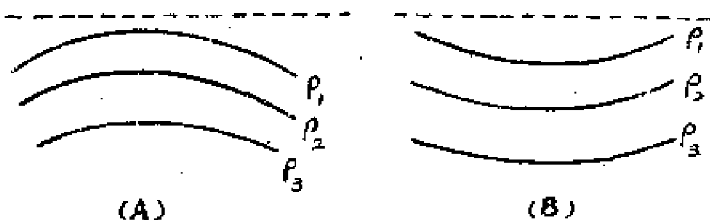


图 7-7 等密度的曲綫分布

反时針式的和順时針式的环流，如果上层的流速較下层的小，情况則相反。就海洋的一般情况言，表层水温是較下层的高，于是，等密度綫如呈(*A*)的分布，則表层暖水将逐漸地流散开去，为补偿，下层冷水就从其中心附近涌上，如等密度綫呈(*B*)的分布，情况則与(*A*)的相反，暖水集中于中心而沉至深层，逐使深层增温。

由 §4-1 知道，海水的現場密度系随海水的温度、盐度和水压等三要素而变，据实际海洋观测知道，海水盐度的水平的和垂直的分布的变化都較水温的为小，即隐示着：現場密度的水平的和垂直的分布依存于水温的水平的和垂直的分布較依存于盐度的为大。依此关系得出：如观测者面向着密度流流去的方向，則他的右边系为高温水区，而其左边則为低温水区。这种关系如图 7-8 所示。

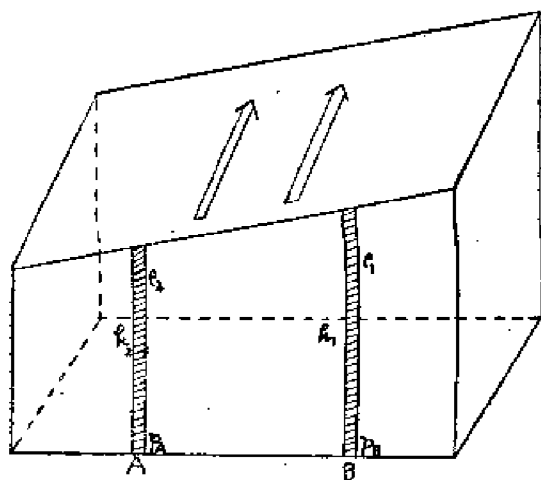


图 7-8 密度流与水温的关系

說明：$\rho_2>\rho_1$；$h_2<h_1$。

从表观看，傾斜流和密度流同是因海面发生傾斜的产物，但为何而以不同的名称称之呢，其原因何在？其一，两者的产生原因不尽相同（参看 §4-1 和 7-2）；其二，在海水内部的等压面构造也不同，前者的等压面，自海面至海底均彼此平行，而后者，等压面的傾角則随距海面的深度的增加而变小，至某一深处就呈水平。这就是說，发生傾斜流和密度流的海水分別是均质的和非均质的。由此还可得知，一旦出現了傾斜流，自海面至海底的整个水体的各层次均有，且流速向量彼此相等，而密度流則仅发生于自海面至某一深处的厚度水体内。

§7-4 各大洋表层海流的分布

依 §§7-2 和 7-3 两节記述的原理知道，海流的生成原因大致可归納为三类：(1)在某海域内，由蒸发或降水所生的；(2)由紧貼海面层的空气流即风所生的；(3)在高緯度海区，由海水的冷却所生的。但据近代海洋学的研究成果得知，大洋表层海流主要是风生的。

图 7-9 示出 2-3 月份各大洋表层海流的分布。下面依据(1)与中国海有关的，和(2)較为重要的这两个原则来記述其中几支海流。

(一) 北半球冬季，太平洋的海流 在太平洋，大体上在北回归綫至赤道附近間的海域，有支流速为 0.5—1.0 节的、向西流动的优势暖流——北赤道海流。它的北界是自墨西哥近海起向西延伸至菲律宾的北面，它的南界，在北半球的冬季（2—3 月），約位于 5—7°N。这海流主要的是在貿易风作用下产生的、而由热带的清淨海水所組成，它的厚度約 200 米，四季几沒变动，并且越向西流，流速越大。它在菲律宾群島的明塔那莪（棉兰老）島的北方，即

7°N附近，分为两支：一支北上連接台湾暖流；另一支沿明塔那莪島东岸南下連接赤道逆流。后者范圍虽狹，流速却大，并称为明塔那莪海流。台湾暖流通过台湾和石垣島之間的水道进入东海；后又从吐葛喇海峽流入太平洋（自此后称为黑潮，或称日本海流。沿日本的四国、本州东岸北上，在三陆（金华山）近海与自千島群島方面南下的低温低盐的寒流——亲潮相遇后，沿40—50°N西风带的边緣向东流去。北太平洋流（西风漂流）的一部流抵阿拉斯加沿海和加拿大西岸的近海，因受西北盛行风的影响，而流向西北，再轉向西南，其后又由于有补償流的加入，因而形成一支反时針方向的寒流性质的阿拉斯加海流。这海流的一部通过阿留申群島間的海峽流入白令海。但由于缺少白令海冬季海况的观測資料，故这情况还不十分了解。

另一方面，以加里福尼亚沿岸为中心，冬季在40°N以南，有一平行于墨西哥和中美沿岸流向南乃至南南西的弱寒流；由于冬季季风的关系，自2月中旬至7月沿岸的上升流很发达，因而水溫低。这称为加里福尼亚海流。加里福尼亚海流一流近赤道就轉向西方，連結北赤道海流。概观北太平洋，在50°N以南可看到一支順时針方向的大环流。赤道逆流，在冬季，約位在4—6°N，寬度极狹，只有100浬左右。

南赤道海流是緊挨在赤道逆流的南面，它占据自4°N至40°S的海区，寬度較北赤道海流的大得多。継接南赤道海流的，是沿澳洲东岸近海流向西南乃至南方，輸送热带和亚热带的高溫水体的东澳大利亚海流，它的流速为0.5—3节。这海流虽然相应于北太平洋的黑潮，但由于南太平洋不象北太平洋全被陆地包圍，故流势不及黑潮强。在40°S以南，因有經常的强劲盛行西风，从而产生較北半球为强的西风漂流。这海流在南美洲大陆附近轉向东北，流至德拉克海峽附近分为两支：一支通过海峽流向东方，另一支則沿南美洲西岸北上，称为秘魯海流。在60°S以南，有支环繞南极大陆，盛行的向西流动的海流。在流域中，流冰和冰山是多的，尤其在象柏林蕭松海，威德尔海和罗斯海等开敞的海湾更是多。这称为南极海流。

（二）北半球夏季，太平洋的海流 在北半球的夏季（7—8月），北赤道海流移至10°N以北。赤道逆流也稍微北移，位于5—10°N，且势力增强，寬度增至500公里。南赤道海流向西流动，在从秘魯海岸至伊里安（新几内亚）北面的赤道上，流速最大，它的北界为5°N，南界为35°S，它的寬度比北半球冬季时的自4°N至40°S的为狹。

（三）印度洋的海流 印度洋在赤道以北的海域是狹的。东北貿易风虽不十分发达，但季节风却很发达。即冬季，来自亚洲大陆的东北风吹进孟加拉湾和阿拉伯海，夏季，西南风由海上吹进大陆。相应地，冬季在这两个海区和赤道間的海域出現反时針方向的季节风海流。赤道逆流，冬季位于赤道稍南海区，夏季不明。南赤道海流是以15°S附近为中心发展起来的，它的西端連接着通过馬达加斯加島和非洲間的水道向南流动的莫三鼻給海流和沿南非洲东岸向南流动的阿古哈斯海流。西风漂流是寒流性质的，它与南太平洋的西风漂流相連，两者的性质也相同。

（四）大西洋的海流 大西洋的赤道逆流只出现在以5°N为中心的非洲几内亚湾附

近，幷称为几内亚海流。北赤道海流是以 15—20°N 为中心向西流动，它的西端沿西印度群島的东側轉向西北，称为安的列斯海流。在安的列斯海流的北面为西风漂流流域，它相当于太平洋的黑潮。墨西哥湾流的起点有前述的安的列斯海流和佛罗里达海流。后者是北赤道海流流入加勒比海，再經墨西哥湾，出佛罗里达海峽的部分。

湾流正确的应称为湾流系，它是发源于墨西哥湾，沿北美洲东岸向东北流进大西洋，再从紐芬兰南方近海，經亚速尔群島北面流入英国西面海区，再經挪威和冰島間的挪威海流入北冰洋的一系大規模的海水流动。其中，从佛罗里达海峽起到北美洲东岸的哈弟拉斯角止的这段，称为佛罗里达海流。它的流速最大，时速达 3 浬以上。从哈弟拉斯角到大西洋东面中央部分亚速尔群島为止的这段，即所謂湾流，它在各处的流速还达 1 节。从亚速尔群島到英国近海这部，称为爱尔兰海流。它成为西风漂流流向东方，流速虽減弱，但寬度增大，以它的龐大的水量和热量賜北欧以溫暖的气候。从英国近海經挪威海到北冰洋这部，称为北大西洋海流，或称挪威海流。它的大部分水仍是湾流系的。自此后，这支海流在挪威海东北隅分为二支：一支經巴倫支海沉入北冰洋的中层，成为潜流；另一支則沿斯伐培尔特（斯匹次培根）群島的西側北进。其中，有一部分繞过該群島的北面，后潜入北冰洋的中层。它給北欧的气候以很大的影响。发源于北冰洋，沿格陵兰东岸南下的东格陵兰海流是寒流性的，春季，它运搬来大量的流冰和冰山。拉布拉多海流是支相当于太平洋中的亲潮的寒流；它是支发源于巴芬湾、中經台維斯海峽，流至紐芬兰外海的海流。它在紐芬兰外海遇到佛罗里达海流，幷于此潜入于其下。这海流于 3—7 月間运搬来大量的冰山，威胁着大西洋的航运。在北冰洋，可能有支从白令海流向格陵兰以至丹麦海峽的海流。

湾流的末枝向东流动，在葡萄牙外海轉向南流、中經加那利群島附近，再流向西南的这部，称为加那利海流，它是寒流性的。在南大西洋，南赤道海流的中軸大体紧傍在赤道的南面，在巴西东端圣罗客角分为两支：一支越过赤道流入北半球，中經加勒比海流进墨西哥湾，成为佛罗里达海流的供給源；另一支沿南美洲大陆东岸南下，成为与北大西洋中的湾流相对应的巴西海流。巴西海流在阿根廷近海通过南美洲大陆和福克兰群島間的水道，与福克兰寒流和西风漂流汇合后，再沿福克兰群島的东岸北上。北上的这支海流又在布宜諾斯艾利斯外海与前述的巴西海流相遇，幷潜入于其下。西风漂流的性质与印度洋、南太平洋的完全相同，它的一部分在非洲西岸轉向北流，成为本古拉海流。

海流的水平分布，严重地影响着水文要素的水平分布，例如 §2-7 所述的水溫的水平分布，和 §3-2 的盐度分布，而后面两者的水平分布又关系到海洋生物（如魚类）的分布。由此可見，研究海流的水平分布規律在海洋生物上是重要的。

§7-5 大洋的垂直环流

世界海洋为一整体。于前节已記述，大洋表层存在着多个环流，于是势必出現某海区的

减水，而他海区則增水，据海水的連續性知道，就势必出現上升流和下降流，从而形成垂直环流，以調济减水和增水。这点已为海洋的断面水文观測所証实。

戴芳(A. Defant)参考馬玆(Merz)、斯柯特(G. Schott)和摩勒(L. Möller)等人对大洋經圈断面的研究結果，和参照皮叶克尼(V. Bjerknes)关于大气环流結构的假設，而提出如图 7-10 所示的經圈断面的垂直环流模型。

依图所示，ABC 为一不連續綫，将海水分为两层，在其上和其下分别为溫水环流区和冷水环流区。在溫水环流区，表层有南、北赤道海流和西风漂流，在其下，为热带次层流。在冷水环流区中，依次計有亚寒带中层流、深层流和极底层流。

实际上，地球表面有海与陆的錯綜复杂分布，以及海洋底的此起彼伏，致使經圈断面的垂直环流的模式与图 7-10 所示的有所出入。尽管这样，图 7-10 所示的环流模型乃給我們对此問題以概略的知識。

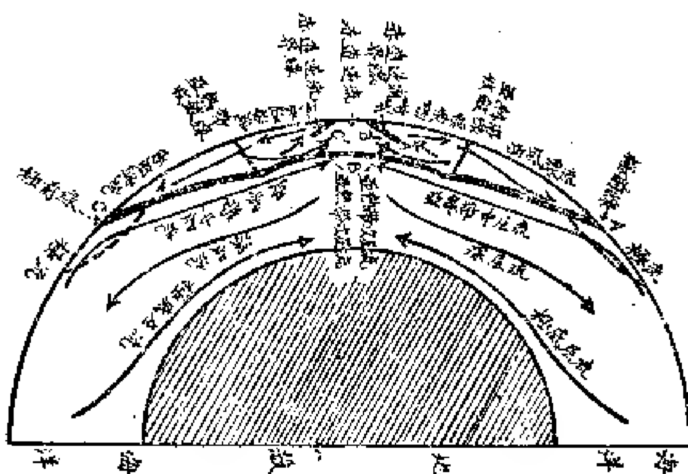


图 7-10 大洋經圈断面的垂直环流模型

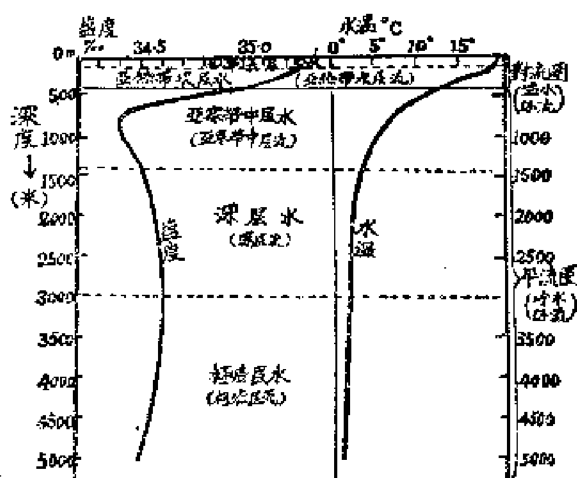


图 7-11 溫带区大洋中央的水溫和盐度的垂直分布

图 7-11 所示的为溫带区大洋中央一断面的水溫和盐度的垂直分布。依图所示的水溫和盐度的垂直分布，而将整个水体分为对流层(Troposphere)和平流层(Stratosphere)两大层次，其界綫相当于图 7-10 中的 ABC 綫，此为 §2-7 所提的第二水溫跃层的所在处。对流层内，存有渦动和对流，从而水体可得到充分的混合；在此层内的水溫和盐度等水文要素有剧烈的时間变化；这层水系由热带表层水和亚热带次层水所組成。

在距水面約 500 米以下的水体，属于平流层。在此层内，渦动弱，水流极緩慢，几为层流；最上层为极流的潜流所組成的亚寒带中层水，它的水质是低溫低盐，自极地流向赤道。中层为盐度較亚寒带中层水为高的，自赤道流向极地的深层水。最下层是从极地沿洋底向赤道緩慢扩伸的极底层水。

从图 7-11 还可看出，自約 1,500 米以下的水溫和盐度值随深度几无变化，这隐示着，在此深度以下水质是均匀的。

§7-6 暖流和寒流

在实际工作中，为方便起见，常依海流本身的溫度高于或低于它所流过海区的溫度，而分为暖流和寒流两大类。这种分类只具相对的概念，而非絕对的，即不是依某一水溫値为标准来划分的。例如，从大西洋深处流至北冰洋的深层流，其本身溫度不高于3°C，被称为暖流，而沿南美洲太平洋海岸北上的秘魯海流，当流抵加拉帕戈斯島（0—10°S，90—100°W），溫度約22°C，却被称为寒流。

暖流多发源于热带和亚热带海区，因而較其流域外的海水溫度高，盐度大，可是它的含氧量、矽酸盐、磷酸盐和氫离子濃度（pH 值）等却比較少，浮游生物的数量因之而少，生产力低，故被认是海洋中的"沙漠"，但它的海水极为透明，呈兰色，远看去很瑰丽。寒流的情况恰与暖流的相反，多发源于寒带和亚热带海区，低溫低盐，含氧量和营养盐类都較多，故浮游生物多，生产力大；透明度小，水色呈暗綠色。

在太平洋西半海域中，具有代表性的暖流和寒流分别是台湾暖流——黑潮（日本海流）和亲潮（千島海流）。前者因从远处看去，水色呈兰黑色，因而定名为黑潮，而后者，因生产力大，起着"母亲"的功用，故而得名。在大西洋与前述相应的海流，是湾流系和拉布拉达海流。

暖流和寒流交汇处常是漁場所在地。例如：在黑潮和亲潮交汇处形成日本北海道漁場；佛罗里达海流和拉多拉达海流交汇处形成北美紐芬兰漁場；北大西洋海流和北冰洋寒流交汇处构成欧洲北海漁場等等。由此可見，研究不同性质海流的交汇位置及其变动，于水产上有特大的益处。

通常，在海流图上，分别用紅綫和青綫来表示暖流和寒流，即如图7-9所示。

第八章 波　　浪

§8-1　波浪要素及其分类

凡出現在海洋表面及其內部的各种波动，統称为海洋波。为記述海洋波的性质，引进下列要素。

波峰系指波浪在靜止水面以上的部分，即图 8-1 中 AB 部分；

波谷系指波浪在靜止水面以下的部分，即图中 BC 部分；

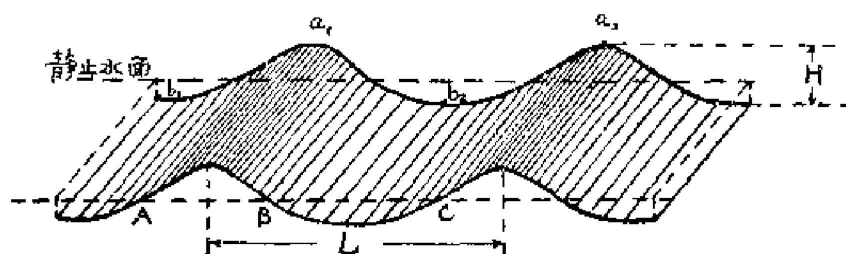


图 8-1　波浪各要素

波頂系指波峰的最高点，如图中 a_1, a_2；

波底系指波谷的最低点，如图中 b_1, b_2；

波高 (H) 是指波底和波頂間的垂直距离，它的一半，即 $\frac{H}{2}$ 称为振幅，以符号 a 表示；

波长 (L) 是相邻两个波頂（或波底）間的水平距离；

周期 (τ) 是指通过一个波长所需的时間；

一个波是指包括一个波峰和一个波谷的波浪部分；

波陡 (δ) 是波高 (H) 与波长 (L) 之比，即 $\delta=\frac{H}{L}$；

波向系指波浪傳来的方向；

波峰綫是指将各个波相对应的波頂連接起来的綫。

为对波峰綫的含义有更好的认識，用图 8-2 具体說明于下。为說明方便起見，仅选取 A、B、C 和 D 等四个波系。由图得知，a_1、b_1、c_1、d_1；a_2、b_2、c_2、d_2；a_3、b_3、c_3、d_3，等等分别为上述四个波系的第一、二、三……个波頂。现将各个波的第一个波頂 a_1、b_1、c_1 和 d_1 連結起来，即得第一条波峰綫；将第二个波頂 a_2、b_2、d_2 和 c_2 連結起来，即得第二条波峰綫；余者类推，可得第三、四、……条波峰綫。与波峰綫相垂直的綫 PQ 和 MN 称为波向綫。

波峰綫是被用来描述某海区于某一瞬时波浪的分布状况，或是被用来說明某一特定波峰綫于不同时刻所占据的位置。波向綫是被用来表示波浪的傳播方向。由此可見，波峰綫和波向綫的用途是大的。在一般图示中都不用如图 8-2 所示的表示法而是采用图 8-3 的表示法。

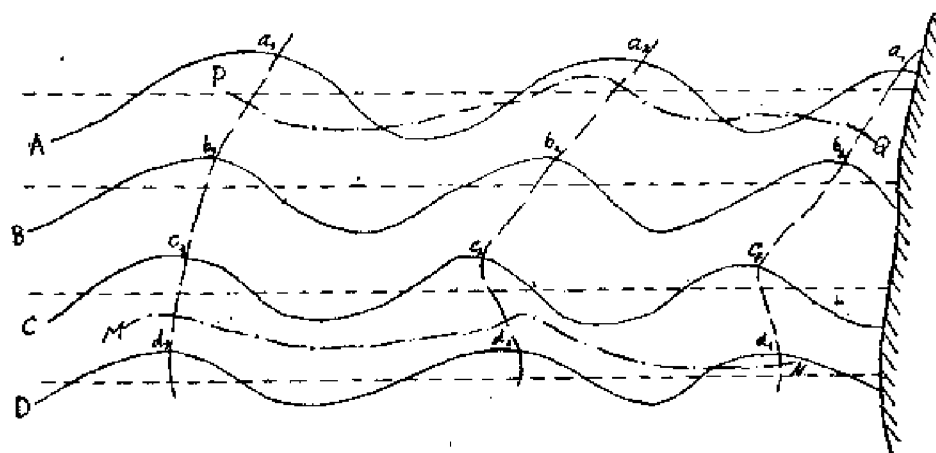


图 8-2　波峰綫和波向綫

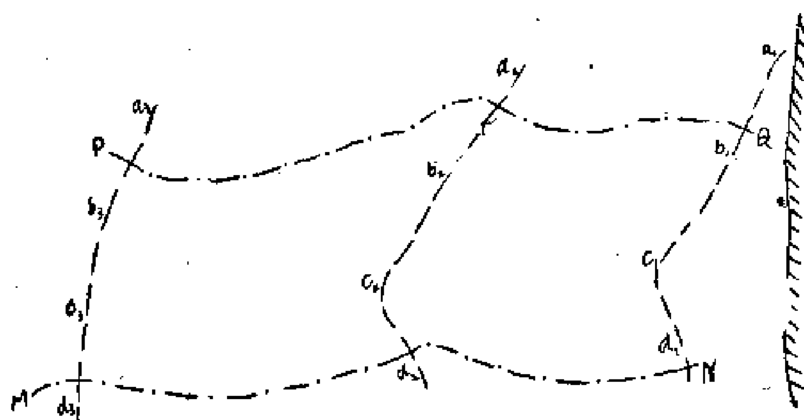


图 8-3

按周期性运动的性质，可得

$$L = C\tau \quad (8\text{-}1.1)$$

依产生的原因，海洋波可分为下列几种：

(一) **海浪**　海浪又分为风浪、涌和近岸波等三种。风浪是水在风的直接作用下所生的浪；涌是由风浪轉变来的，即离开风的直接作用向远处傳播的浪。在形态上，两者也有显著的差别。前者的特点是：背风面較迎风面陡，两側不对称，周期較小，波高和波长的大小参差

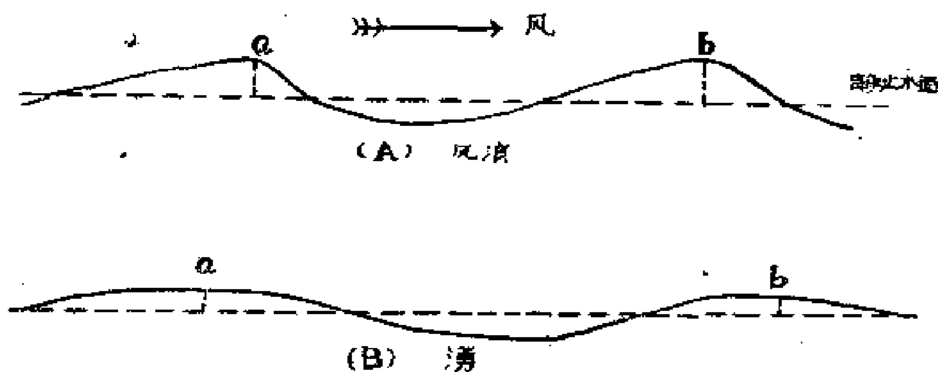


图 8-4

(A)风浪　(B)涌

不齐，波峰短，且波頂常有破碎的浪花；此起彼伏，变化无已，初視之下，似无規律可寻。与此相較，涌的波面平緩，两側对称，周期較大，波峰长，波頂上沒有浪花，規律性显著。如图 8-4 所示。

（二）海嘯　海嘯又依其生成原因，分为地震海嘯和气象海嘯两种。前者是海底或海岸附近发生地震或火山爆发时所生的波动，后者則是因气象原因，如台风、风暴等所生的浪。

（三）气压波　是因海面上大气压力发生急劇变化所誘起的波。这种波，若出現在港湾，有的就称它为港湾靜振，或港湾副振动。它除因气压的变化产生外，还有：陣风对湾水的作用、地震、涌的傳入等等。

（四）潮汐波　地球表面海水在引潮力（詳見 §9-3）作用下所生的波。

（五）內波　出現在海水內部上下层密度不同界面处的波动。

若以海洋波的傳播性质分，則有进行波（前进波）和駐波两种。前者，波形如图 8-5 所示，不断地向前傳播。如波浪的振幅远較波长为小，即一般称为小振幅波，則其波动方程为

$$\eta = a \sin 2\pi\left(\frac{t}{\tau} - \frac{x}{L}\right)$$

或

$$\eta = a \sin(\sigma t - kx) \qquad (8\text{-}2.1)$$

其中 σ 为頻率$\left(=\frac{2\pi}{\tau}\right)$，$k$ 为波数$\left(=\frac{2\pi}{L}\right)$；而后者，波形是不向前傳播的，只是波峰和波谷在固定点不断地升降交替着。如图 8-6 所示。在这种波动中，A、B、C 等处的水面是静止不动的，这样的点，称波节，而于 E、F 等处水面，时而漲至最高，时而落至最低，这种的点，称波腹。駐波的方程式为

$$\eta = 2a \sin \sigma t \cos kx \qquad (8\text{-}2.2)$$

即駐波是由两系傳播方向正相反的进行波发生干涉而成的；詳細来說，就是前一进行波遇到或是直壁式海中建筑物，如直壁式防波堤，或是陡削的岸壁后发生全反射，与后一进行波发生干涉而成的。可見，在海洋，駐波只出現在直壁式海中建筑物和陡削的岸壁前面的水域，



图 8-5　进行波

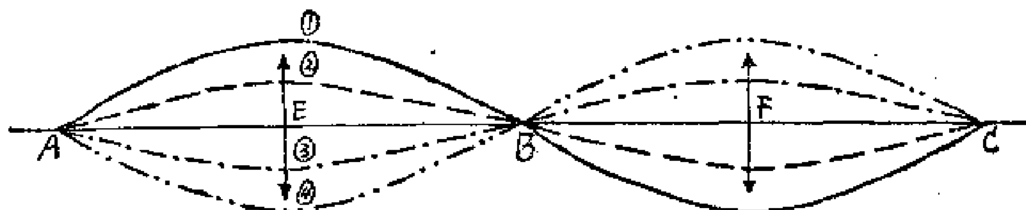


图 8-6　駐波

进行波则在这两种水域外均可存在。

在討論波浪运动时，不論是进行波或是駐波，都必須注意和明确两类不同的速度：波浪本身的傳播速度和个别水質点的速度。从理論上可証得进行波和駐波的，分别如图 8-7 和 8-8 所示。

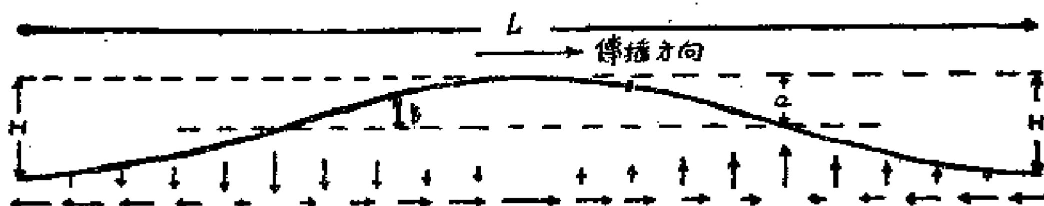


图 8-7 进行波中的水質点的运动方向

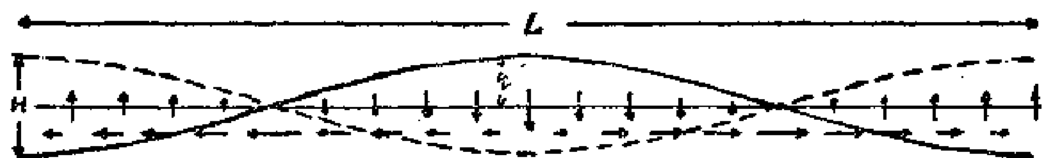


图 8-8 駐波中的水質点运动方向

从图 8-7 和 8-8 可知，自由表面的升降是与水質点的水平运动密切有关的；可以认为，水質点的水平运动的輻聚和輻散分别导至自由表面的升和降。

先就进行波說，波頂处水質点的水平流方向与波的傳播方向一致；反之，在波底处，两者則相反。因此，若以波浪傳播方向为准，則在波頂前和后各四分之一波长处，便要分别发生輻聚和輻散，从而海面上升和下降。在波頂和波底处，水質点的水平速度最大，两者之間的則为零。

其次，就图 8-8 所示的来看駐波中的水質点的水平运动情况。在波頂和波底处的水平流速均为零，在波节处的則达最大，但其流向，左波节的朝左，右波节的朝右。因之，在波頂和波底处分别发生水平流的輻散和輻聚，从而波頂下降为波底，而原先的波底則上升为波頂。

§8-2 摆綫波理論

海洋波是一种人类久已习知的自然現象，它密切地关系着人类的生活，因此，对它的研究很早就开始了。

在这节，仅拟記述与短周期波动有关的理論結果，为 §8-4 提供知識。

关于液体表面的短周期波动的研究是很多的，理論也多，但归納起来，大体可分为两大类，即：小振幅波动和有限振幅波动。前者是假定振幅相对于波长为无限小，后者則除去这种假定，而认为振幅是有限的，这显然更接近于实际情况。在有限振幅波动理論中又可分为三

大系，即：斯托克斯(Stokes)波、摆綫波和孤立波。不論从理論的严密性和与实际的符合程度来說，斯托克斯波都較摆綫波严密和符合；但摆綫波的計算簡单，适合于工程上的需要，故实用价值仍很大。

因此，我們拟在这里仅着重記述摆綫波。

依$\frac{h}{L}$大于或小于$\frac{1}{2}$，而将摆綫波分为深水摆綫波和有限深度摆綫波，或分别称为圓摆綫波和椭圓摆綫波两种。

深水摆綫波理論是捷克数学家盖尔茨涅尔 (Gerstner) 于 1802 年首先提出的。他的基本出发点是，假定于无限水深域(其实，只要$\frac{h}{L}>\frac{1}{2}$就滿足要求了)波动中的各个水质点的运动軌迹是圓的。依此假設，可得因多个水质点以其平衡位置（与静止时质点的位置不同）为中心作圓运动所引起的波动的剖面輪廓綫为一摆綫。

設于静止的液体中各水平綫上有一排間隔相等的水质点，当它們以相差一定的相角相继作等速圓周运动时，則于任一时刻将这些点的位置用一綫联結起来，即得一条表示波形的摆綫，而且这条摆綫的形状并以一定的速度傳播出去，其情况如图 8-9 所示。这就是我們所要分析的波动。并由上述假定出发，依理論分析，可得表面波形的傳播速度和位于各层次水质点的运动半徑同小振幅表面波一样，分别为：

$$C=\sqrt{\frac{gL}{2\pi}} \tag{8-2.1}$$

和

$$a=a_0e^{-\frac{2\pi}{L}Z} \tag{8-2.2}$$

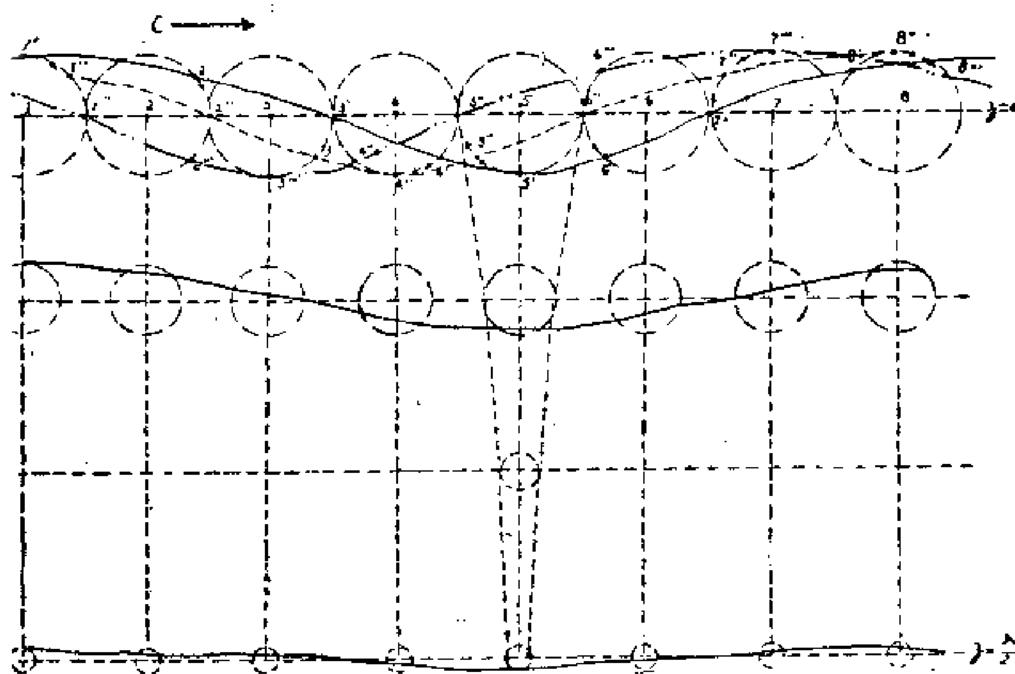


图 8-9　波动中水质点的运动和波形的傳播

其中 a_0 和 a 分别代表位在水面和距水面 Z 处水质点的运动半徑，即振幅。式(8-2.2)說明，水质点作圓运动的半徑是随距水面的深度按等差級数增加，而指数律遞減。当 $Z=\frac{L}{2}$ 时，则 $a=0.04a_0$，即位于距水面的深度等于半波长处的水质点的运动半徑只是水面上水质点的运动半徑的百分之四。因此值甚少，故一般认为于此深处以下已无波动。但須指出，自水面至 $Z=\frac{L}{2}$ 深处，波动的波长和波速均与水面的同。由于这种波动所及的深度远較实际海洋的深度小得多，宛如出現在近水面一层中，故而有时称之为表面波。

水质点的运动半徑随水深的加大而減少，这意味着波动随水深的加大而減弱，即距水面的深度越大，波动越弱。这一性质可用来解釋有些浮游生物为什么当波浪小时一般栖息于近水面层中，一旦浪增大了，它就移栖至于深处。例如謂海胆的幼虫，在水面靜稳时，栖息于4—5米以上之水层，有风浪就移至25米以下之深处；放射虫对浪亦很敏感，往往立刻自表面消失。

合并式(8-1.1)和(8-2.1)可得

$$\tau=\sqrt{\frac{2\pi L}{g}} \tag{8-2.3}$$

或

$$L=\frac{g\tau^2}{2\pi} \tag{8-2.4}$$

綜合式(8-1.1)、(8-2.1)、(8-2.3)和(8-2.4)，并将 $g=9.8$ 米/秒^2 和 $\pi=3.14$ 代入，可簡便地得 τ、L 和 C 三者間如表 8-1 所示的簡单关系。

表 8-1 波长、周期和波速間的关系

	已知 τ		已知 L		已知 C	
	$C=$	$L=$	$C=$	$\tau=$	$\tau=$	$L=$
L(米) τ(秒) C(米/秒)	1.56τ	$1.56\tau^2$	$1.25\sqrt{L}$	$0.8\sqrt{L}$	$0.64C$	$0.64C^2$

表 8-1 表明，若已知三者間任一个，即可依关系式算出其它的两个。这給实际工作以很大的方便。

表 8-1 所示的关系，虽是从深水擺綫波理論得出的，但依此算出的值却与海洋里的实测值頗为一致。如表 8-2 所示。这說明，深水擺綫波系非純理論的，是可用来說明海洋波的一些現象的，虽然它是出于典型流体力学的。

当深水擺綫波傳进 $\frac{1}{25}<\frac{h}{L}<\frac{1}{2}$ 的水域时，因受水深的影响，波浪中的水质点的运动軌迹则由圓变为椭圓；波形相应的变为椭圓擺綫。这时的波，称为椭圓擺綫波，或称为淺水波。从理論上分析，它的波速、波长和周期，分别为

表 8-2　波长、周期和波速的理論値与观测値的比較

区　域	波速(米/秒)			波长(米)			周期(秒)		
	观测値	計算値		观测値	計算値		观测値	計算値	
		根据 $1.25\sqrt{L}$	根据 1.56τ		根据 $0.64C^2$	根据 $1.56\tau^2$		根据 $0.8\sqrt{L}$	根据 $0.64C$
大西洋：信风带	11.2	10.8	10.5	65	70	61	5.8	6.0	6.2
印度洋：信风带	12.6	13.1	13.7	96	88	104	7.6	7.3	6.9
南大西洋：西风带	14.0	15.5	17.1	133	109	163	9.5	8.6	7.8
印度洋：西风带	15.0	15.2	13.7	114	125	104	7.6	8.0	8.3
中国海	11.4	11.9	12.4	79	72	86	6.9	6.6	6.8
西太平洋	12.4	13.6	14.7	102	85	121	8.2	7.5	6.9

$$C=\sqrt{\frac{gL}{2\pi}\,th\left(\frac{2\pi h}{L}\right)} \tag{8-2.5}$$

$$L=\frac{2\pi}{g}\,C^2\cdot cth\left(\frac{2\pi h}{L}\right) \tag{8-2.6}$$

和

$$\tau=\sqrt{\frac{2\pi L}{g}\,cth\left(\frac{2\pi h}{L}\right)} \tag{8-2.7}$$

当波浪傳进 $\frac{h}{L}<\frac{1}{25}$ 的水域时，波浪中的水质点的运动軌迹既不是圓的，也非椭圓，而是向前流动了。这种波称为非常淺水波，它具有长波的性质。它的波速为

$$C=\sqrt{gh} \tag{8-2.8}$$

我們在前面已經指出，深水波和淺水波的临界水深是 $h=\frac{L}{2}$；因此，划定两者的普遍判据，可簡易地由式(8-2.4)得到为

$$h=\frac{1}{4\pi}g\tau^2 \tag{8-2.9}$$

因波浪的周期較它的其他要素更易测定，故这公式就較含有波长的更为有用。

依式(8-2.9)可算出各种周期的深水波开始轉变为淺水波的水深。

表 8-3　各种周期的深水波开始轉变为淺水波的水深

周期 τ(秒)	2	4	6	8	10	12	14
水深 h(米)	3.1	12.5	28.1	49.9	78.0	112.3	152.9

在海洋中，深水波的最长周期，很少有超过 10—12 秒的，因此，从表 8-3 中可知，其相应的 h 值应为 100 米这一阶，即周期为 10 到 12 秒的深水波，在深度約 100 米处开始轉变为淺水波；这就是說，这种波浪在深度大于 100 米的水域內，保持着深水波的特征。这一知識还可从計算波浪中水质点的运动速度得到。

从式(8-2.2)，可簡便地得到水质点的运动速度为

$$v = \frac{2\pi}{\tau} a_0 e^{-\frac{2\pi}{L}z} \qquad (8-2.10)$$

表 8-4 中的第一、二、和三列系是互为相应的周期、波速和波长；第四列为假定的波高。依式(8-2.10)来計算海面、2 米、20 米和 100 米处水质点的运动速度，并分别記入表 8-3 中的第五、六、七和八列中。表中所指的，可认为周期小于 14 秒的为风浪，其余三行所列的周期可认为是涌的。由表中数值可知：在海面，水质点运动的速度，可达到相当高的数值——250 厘米/秒或以上；在周期小于 4 秒的較短波浪中，质点的运动速度随深度的增加而剧速减少，在深度大于 20 米处，已微不足道；对周期小于 10 秒的波浪来説，在深度大于 100 米处，波浪运动已微不可察，这与前段所讲的这种波浪在水深大于 100 米的水域内，仍保持其深水波的特征这一結論相符。

表 8-4 各种周期、波长和波高的表面波中水质点在各深度的运动速度

波源要素				水质点在各深度处的运动速度(厘米/秒)			
周期(秒)	波速(厘米/秒)	波长(米)	波高(米)	海面(0米)	2 米	20 米	100 米
(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)
2	312	6.2	0.25	39	5.2	0.0	0.0
4	624	25	1.00	79	49	0.5	0.0
6	937	56	2.00	105	85	11.3	0.0
8	1249	100	5.00	196	173	55.6	0.4
10	1561	156	7.00	220	203	99.0	4.2
12	1873	225	10.00	211	199	114.0	12.9
14	2185	306	12.00	273	262	180.0	35.0
16	2498	396	10.00	197	190	143.0	40.6
18	2810	506	8.00	140	136	109.0	40.5
20	3122	624	5.00	78	76	63.0	28.4

同样，在理論上可以证明，深水擺綫波由自表面伸至水底单位水面的水柱的能量为

$$e = \frac{1}{2}\rho g a^2\left(1 - \frac{(2\pi a)^2}{2L^2}\right) \qquad (8-2.11)$$

此值較小振幅表面波的为小，因为它多了$\frac{(2\pi a)^2}{2L^2}$一项，但对于小的波高对波长之比$\frac{2a}{L}$小时，两者的差别就很小了。

§8-3 风浪和涌

风浪和涌的区别，已于 §8-1 中記述了，并知道，研究海浪，显然必先从风浪开始。

海洋表面的实际状况，如同杰弗列士 (H. Jeffreys) 在观测海面以后曾有一次写过的"……主要性质是它的不规則性"。可見，海浪的性质，是与上节所述的那种具有节奏性的規則运动的波动性质不同，因此，海浪的研究应采取与之不同的另一途徑，虽然上节所得的結

果乃是有用的；只是可用来近似地說明一些海洋中的波动現象，如质点的軌迹、波速与波长的关系等，但远不足以解释海浪的复杂性。

海浪是我們久已习知的自然现象之一，又由于它密切地关系着人类的生活。例如：它关系到船只的构造和对其活动的影响；关系到海上建筑物（如防波堤等）的設計和海岸的防护；关系到海水养殖場的选址和捕捞作业等等。所以，在很早以前，人們就想設法来預知海浪的性状，以避免损失；但在近代，則想从中予以利用，例如：如何利用海浪的巨大能量来作为电源；水上飞机的起落等等。通过长期的实践，人們就意識到：风浪的高度、周期、及其輪廓的成长，不仅取决于当时的风速（U），而且也取决于风所吹的时間，即风时（t）的长短，和风所吹过的海区，即风区①（F）的大小；同时，也与风开始吹动前的海面状况有关。

在斯威尔德洛普-蒙克（Sverdrup-Munk）于 1947 年发表其海浪理論之前，科学家們曾从各自获得的有限資料建立起許多风浪要素与风的要素之間的經驗公式（在后面，我們将介紹其中較有实用价值的几个），但互不一致，局面甚为混乱，虽然各个公式在一定条件下（公式所依的資料范圍内）于預报上有一定的效驗。斯、蒙二氏为澄清这种局面，自能量的观点来闡釋将結构极端复杂的风浪視为一种“有效波”的成长及其消衰，从而使风浪預报从純經驗的方法进入半經驗半理論的阶段。

随着科学技术的进步，观測风浪的准确度的提高和資料的增多，觉得将如此复杂的风浪結构視为一种象有效波那样的簡单的波动，是不足以如实地說明海面的情况的，故而其后有的将风浪視为由許多組成部分、即許多种不同的波动合成的結果，有的則視为譜、即“波譜”；显然，第二类理論是可較类似斯、蒙二氏的理論一类深入地說明海面的复杂性，然而，最足以闡釋海面情况的，应推第三类理論。因为在一定风的作用下，海面同时出现无数振幅不等、波长不等、位相杂乱的波浪，现出一种极端混乱的景象；这种景象，用譜予以描述，是更接近实际。在后面，我們将着重簡明地介紹这类理論中的一种，即新近（1960）我国文圣常先生提出的“普遍风浪譜”。在未予以闡述之前，先記述几种波高和周期的定义、計算方法以及彼此間的换算式。

将观測到的波浪个数，依波高的大小順序排列，然后取总个数中波高最大的三分之一的波予以計算，所得的平均数，即作为有效波的波高；用符号 $H_{1/3}$ 表之。相应的周期，为其周期；符号 $T_{1/3}$。为对此定义有更明确的了解，兹举一例于下。

从表 8-5 知道，观測到的波浪总个数为 102，它的三分之一，就是 34 个。从大波高到小波高依序取出 34 个波，算出其总波高值为 154，然后用 34 除之，得 5.4 米，即視为有效波的波高。

理論上，有效波高与平均波高間的关系为

$$H_{1/3}=1.6\bar{H}。\tag{8-3.1}$$

有时用累积率为 5% 的波高（$H_{5\%}$）来描述波高。$H_{5\%}$ 意指于連續的 100 个波中只有 5 个

① 风区系指风速几为一定、风向几为一致的水域。

表 8-5 求算平均波高和有效波高

观测值		累积数	計算平均波高所需的波高值	計算有效波的波高所需的波高值
波高(米)	波浪个数			
1	7	102	7	
2	33	95	66	
3	30	62	90	3× 2= 6
4	20	32	80	4×20=80
5	7	12	35	5× 7=35
6	3	5	18	6× 3=18
7	1	2	7	7× 1= 7
8	1	1	8	8× 1= 8
总計			311	154
平均波高			311/102≐3.0 米	
有效波高			154/34≐4.5 米	

波的波高不少于平均波高的二倍；依克雷洛夫(Ю. М. крылов)的推导，两者的关系为

$$H_{5\%}=1.95\bar{H} \tag{8-3.2}$$

在周期上，有时用所謂表觀平均周期($\bar{\tau}$)来表示，它的含义是指从固定点的海浪記录中，求得各相邻两上跨零点間的时間的平均值。例如，从图 8-10 中讀出代表两上跨零点間的时間 t_1、t_2、……t_n 等的值，然后求算这 n 个时間的平均值，即为所求的 $\bar{\tau}$；写成数式为

$$\bar{\tau}=\frac{1}{n}\sum_{1}^{n} t_i \tag{8-3.3}$$

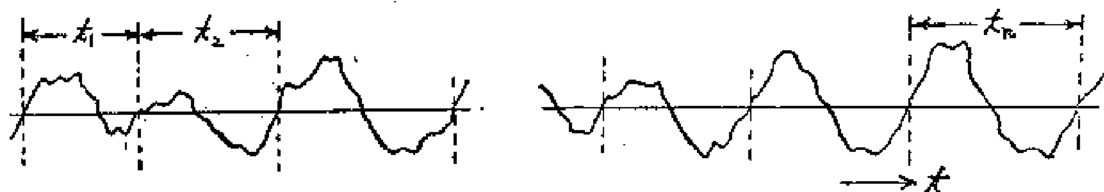


图 8-10 某定点观测站的海浪記录的一段

相应的波长，称表觀平均波长，其計算式为

$$\bar{L}=\frac{1}{n}\sum_{1}^{n} L_i \tag{8-3.4}$$

对于充分发展的風浪的表觀平均周期与其表觀平均波长間的关系为

$$\bar{L}_m=\frac{2}{3}\cdot\frac{g\bar{\tau}_m^2}{2\pi} \tag{8-3.5}$$

此式与式(8-2.4)不同；这可作为海浪的結构是与 §8-2 中所述的那种具有节奏性的簡单波动的結构不同的一个說明。

按文先生从一些观测资料发現，表視平均周期与有效波周期間的关系为

$$\bar{\tau} \doteq 0.9 T_{1/3} \tag{8-3.6}$$

过去十五年中，提出的风浪理論是很多的，但大致可分为上述三类。在这些理論中，尤应值得我們珍視的，是文先生提出的理論。这不仅因为他在批判地继承了前人各理論的优点的基础上，提出了更为完善的理論，从而使現有的半經驗半理論的风浪理論进入到理論阶段，并且还因为根据他的方法預报的波高是較其他一些比較重要的理論算出的値更符合观測值。这就是我們之所以仅介紹他的理論的原因所在。这个理論有两个基本假定：其一，是沿用皮尔生(W. J. Jr. Pierson)与劳曼(G. Neumann)的，即海面为无限多的振幅不等、頻率不等、位相杂乱的簡单波动疊加的結果；其二，每一簡单波动独立地接受与消耗能量。自此二假定出发，計算每一簡单波动的能量傳递与消耗，积合个别的作用，从而得到风浪作为一个整体的能量平衡。

每一簡单波动是以何方式自风攝取能量，以及又因何原因而消耗能量？現在普遍的理解是：波浪通过作用于水面的法綫与切綫力自风攝取能量，因內摩擦而消耗能量。

下面的計算，仅就二維波动而言，且取流体沿 y 軸的厚度为一个单位。

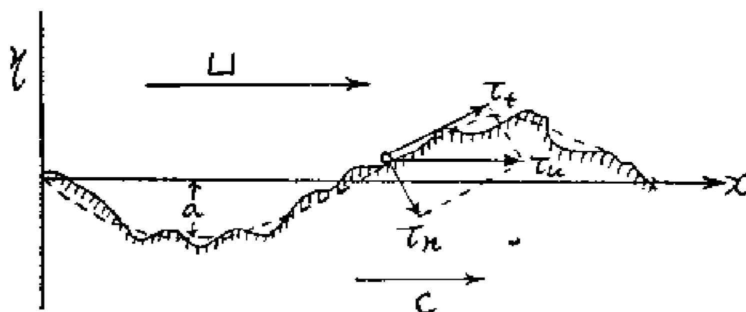


图 8-11 波浪通过法綫力和切綫力自风攝取能量

如图 8-11 所示，当风吹行于水面时，它有一作用于波面的力 τ_u。这个力在切綫和法綫方向的分力于单位时間內于单位波面自风輸至波浪的能量分别为

$$R_T = 2\gamma^2 \rho^1 U^2 k^2 c a^2 \tag{8-3.7}$$

和

$$R_N = \frac{1}{2} S \rho^1 (U-C)^2 k^2 c a^2 \tag{8-3.8}$$

其中 U 为海面上 8-10 米处的风速；γ^2 为与此风速对应的阻力系数，并取等于 2.6×10^{-3}；S 为遮拦系数，其值相应于产生波浪的最低风速为 85 厘米·秒$^{-1}$，可证明为 9.1×10^{-3}；ρ^1 为空气密度，取等于 1.25×10^{-3} 克·厘米$^{-3}$；其余符合的意义同前的。

須注意，当 $U>C$ 时，R_N 为正，即表示波自风攝取能量；反之，即 $U<C$ 时，R_N 为負，表示波于傳播中受到空气阻力而損失能量。

波譜中每一組成波內因渦动所致的能量消耗率为

$$R_M = 2MK^3c^2a^2 \tag{8-3.9}$$

其中 M 为渦动粘滞系数，决定于波的尺寸和渦动的程度；对于成长了的波

$$M=1.51\times10^{-9}U^3\ [\text{厘米}^{-1}\cdot\text{克}\cdot\text{秒}^{-1}]$$

对于振幅为 a，频率为 σ，波数为 k 的組成波，能量相对于风时的变化为

$$\frac{\partial}{\partial t}\left(\frac{\rho g}{2}a^2\right)=\frac{1}{2}S\rho^1(U-C)^2k^2ca^2+2\gamma^2\rho^1U^2k^2ca^2-2M^1k^3c^2a^2 \qquad (8\text{-}3.10)$$

其中 M^1 为成长着的波自粘滞系数。显然，当 $R_N+R_T>R_M$，即波自风摄取的能量大于因渦动而消耗的能量时，波浪在成长着；反之，即 $R_N+R_T<R_M$，波浪漸趋消衰。

如同在皮尔生理論中一样，譜內一組成波的振幅可表为

$$\sqrt{A_i^2(\sigma)\delta\sigma}$$

故式(8-3.10)变为

$$\frac{\rho g}{2}\ \frac{\partial}{\partial t}A_i^2(\sigma)\delta\sigma=\frac{1}{2}S\rho^1(U-C)^2k^2CA_i^2(\sigma)\delta\sigma+2\gamma^2\rho^1U^2k^2CA_i^2(\sigma)\delta\sigma$$
$$-2M^1k^3C^2A_i^2(\sigma)\delta\sigma$$

整个波譜的能量平衡为

$$\frac{\rho g}{2}\ \frac{\partial}{\partial t}\int_0^\infty A_i^2(\sigma)d\sigma=\frac{1}{2}S\rho^1\int_0^\infty(U-C)^2k^2CA_i^2(\sigma)d\sigma+$$
$$+2\gamma^2\rho^1U^2\int_0^\infty k^2CA_i^2(\sigma)\,d\sigma-2M''\int_0^\infty k^3c^2A_i^2(\sigma)d\sigma \qquad (8\text{-}3.11)$$

其中 M'' 为整个譜的平均粘滞系数。

三个常数决定后，波譜为

$$A_i^2(\sigma)=\frac{7.5\times10^4}{\sigma^6}e^{-\lambda_t\cdot\frac{1}{\sigma^2}} \qquad (8\text{-}3.12)$$

其中

$$\lambda_t=\frac{572g^{3/2}}{\left(t^{1/2}-\frac{t}{30.5U^{1/2}}\right)U^{3/2}} \qquad (8\text{-}3.13)$$

式(8-3.11)的左边，可取

$$E=\int_0^\infty A_i^2(\sigma)d\sigma$$

将式(8-3.12)和(8-3.13)代入上式并积分，結果得

$$E=\frac{3\sqrt{\pi}}{8}\ \frac{1}{\lambda_t^{5/2}}\cdot7.5\times10^4 \qquad (8\text{-}3.14)$$

上式定义的 E 为波譜具有的能量的量度。

利用郎格·赫金斯(M. S. Longuet-Higgins)关于波高分布的結果，我們得平均波高

$$\bar{H}=1.77\sqrt{E}=\frac{0.351}{10^6}U^{15/8}\left(t^{1/2}-\frac{t}{30.5\,U^{1/2}}\right)^{5/4}[\text{厘米}] \qquad (8\text{-}3.15)$$

又，皮尔生参照莱士(S. O. Rice)关于杂乱噪声的分析曾得到海浪表观平均周期的公式

$$\bar{T}=2\pi\left[\frac{\int_0^\infty A_t^2(\sigma)d\sigma}{\int_0^\infty \sigma^2 A_t^2(\sigma)d\sigma}\right]^{1/2} \tag{8-3.16}$$

将式(8-3.12)和(8-3.13)代入上式后，可得

$$\bar{T}=\frac{1.85}{10^3}U^{3/4}\left(t^{1/2}-\frac{t}{30.5\,U^{1/2}}\right)^{1/2}[\text{秒}] \tag{8-3.17}$$

而波譜中任一組成波的能量相对于风区的变化为

$$\frac{\partial}{\partial X}\left(\frac{\rho g a^2}{2}\cdot\frac{c}{2}\right)=R_N+R_T-R_M$$

这里假定能量以群速$\left(\frac{c}{2}\right)$傳播。

这时的譜为

$$A_X^2(\sigma)=\frac{7.5\times10^4}{\sigma^6}e^{-\frac{\lambda_x}{\sigma^2}} \tag{8-3.18}$$

其中

$$\lambda_x=\frac{82.3g^{5/3}}{\left(F^{1/3}-\frac{F}{81.3U^{4/3}}\right)U^{4/3}} \tag{8-3.19}$$

同求取风浪相对于风时成长的平均波高和表观平均周期一样，风浪相对于风区成長的平均波高和表观平均周期分别为

$$\bar{H}=\frac{0.934}{10^6}U^{5/3}\left(F^{1/3}-\frac{F}{81.3U^{4/3}}\right)^{5/4}[\text{厘米}] \tag{8-3.20}$$

和

$$\bar{T}=\frac{2.72}{10^3}U^{2/3}\left(F^{1/3}-\frac{F}{81.3\,U^{4/3}}\right)^{1/2}[\text{秒}] \tag{8-3.21}$$

从理論上説，只有风时无限的长，风浪尺寸才隨风区成长；反之，只有风区无限的长，风浪尺寸才随风时成长。显然，这两种情形的机会都是少的。为求得近似值，一般都是沿用斯、蒙二氏提出的所謂最小风时($t_{\min}$)作为判据；这就是，当$t<t_{\min}$时，风浪随风时成长，用式(8-3.15)和(8-3.17)来預报风浪，当$t>t_{\min}$时，风浪隨风区成长，则用式(8-3.20)和(8-3.21)。

何謂最小风时？其值又如何确定？

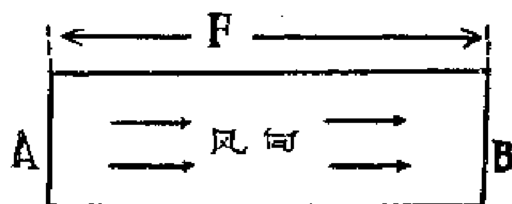


图 8-12

有一如图 8-12 所示的风区，A 和 B 分别称为风区的上风端和下风端。我們所要預报的风浪，是 B 处的。在风的作用下，风区内各处都有风浪产生，并各自

向 B 处傳播。其中，A 处所生的风浪傳至 B 处所需的时間就称为最小风时。

最小风时的数值是决定于风区的长度和风速的大小；但对于同一风区长度和风速值，各风浪理論所确定的数值都不相同。文先生从其理論中推导出計算最小风时的解析式为

$$t_{min}^{1/2}=15.3U^{1/2}-\sqrt{232U-30.5U^{1/2}C}$$

其中

$$C=\frac{2.21}{U^{1/6}}\left(F^{1/3}-\frac{F}{81.3U^{4/3}}\right)$$

表 8-6 示出依文先生的理論和其他四种理論算出的波高值与观测值的比較。表中 44 次观测值是达維旦(Дабидан)的；这些数据較早期的为系統，代表性也較强；如給出的是风速范圍，計算时則用其平均值。

从表中可看出，直至 16 号观测（风速增至 10 米/秒），基于文先生的公式算出的波高值（用符号 E 代表）系統地較观測值为低，但在其余的大多数中显示出最佳的符合；所有依斯、蒙二氏及布氏方法算出的波高（分别用符号 SM 和 B 代表）都高于观测值；理論值的最大誤差，文先生方法为 41.1%① (7 号观测)，而斯、蒙二氏、布氏②、克氏③（用符号 K 代表），及皮、劳、杰三氏④（用符号 PNJ 代表）方法分别为 108%（41 号），81.8%（21号），79%（41号），及 75%（18号）。可見，文先生的理論給出最好的結果。

于此，須說明一点，上面所論的风浪自风攫取能量，是始于风速等于 85 厘米/秒所生的浪；这就是說，在此风速之前的海面情况如何是沒有予以討論。另者这一理論探討的是深水域的风浪。

在实际中，尤其是工程上，苏联国家标准中建議：

（一）在 $60\leqslant F\leqslant 1500$ 公里，采用波尔根(C. Börgen)公式

$$H=\frac{U}{3\left(1+\frac{6.7}{F}\right)\left(1+\frac{1.86}{t}\right)} \tag{8-3.22}$$

和

$$L=\frac{12.34U}{\left(1+\frac{47.9}{F}\right)\left(1+\frac{13.3}{t}\right)} \tag{8-3.23}$$

（二）在 $F>1500$ 公里，采用庫兹涅諾夫(П. А. Кузненов)公式

$$H_{max}=(\log F)^2-\frac{1}{\log F} \tag{8-3.24}$$

（三）在 $F<60$ 公里，采用 В. Г. 安德烈雅諾夫公式

$$H=0.0208\,U^{3/4}F^{1/3} \tag{8-3.25}$$

---

① 原文誤为 52.3%。

②，③，④ 全名分别为 C. L. Bretschneider、Ю. М. Крылов 和 Pierson-Neumann-James。

表 8-8 依五种风浪理論算出的波高值与观测值的比較

No.	深度	风速	风时	风区	(最小风时小时)			波高($H5\%$)(米)					
	(米)	(米/秒)	(小时)	(公里)	SM	B	E	SM	B	K	PNJ	E	观测
1	146	6	18	200	23.6	17.2	18.9	1.02	1.17	0.8	0.78	0.66	0.7
2	76	7	10	250	25.5	19.1	20.3	1.28	1.49	0.9	1.13	0.74	1.0
3	193	7	17	400	37.0	26.0	32.3	1.35	1.36	1.0	1.13	0.91	1.2
4	180	8—9	4	40	6.15	4.70	4.55	1.18	1.38	1.0	1.12	0.71	1.0
5	180	8—9	12	40	6.15	4.70	4.55	1.72	1.43	1.0	1.12	0.74	1.0
6	43	8—9	18	200	20.0	14.2	16.7	1.92	2.05	1.4	1.73	1.31	1.5
7	——	8—9	3	400	32.5	24.7	27.0	1.17	1.26	1.0	0.82	0.53	0.9
8	——	8—9	9	400	32.5	24.7	27.0	1.83	1.86	1.3	1.73	1.05	1.4
9	——	8—9	16	400	32.5	24.7	27.0	1.92	2.10	1.4	1.73	1.35	1.8
10	450	8—9	22	400	32.5	24.7	27.0	2.20	2.18	1.5	1.73	1.52	1.8
11	30	9	11	120	14.5	10.0	10.7	2.20	2.05	1.4	1.94	1.24	1.4
12	30	9	18	120	14.5	10.0	10.7	2.20	2.06	1.4	1.94	1.24	1.5
13	86	9—10	4	70	8.65	6.31	6.50	1.61	1.62	1.3	1.25	0.87	1.3
14	86	9—10	5	70	8.65	6.31	6.50	1.90	1.75	1.4	1.53	0.98	1.3
15	86	9—10	9	160	15.5	12.0	12.1	2.30	2.24	1.6	2.49	1.31	1.8
16	86	9—10	11	160	15.5	12.0	12.1	2.49	2.34	1.6	2.49	1.44	1.8
17	220	10-11	12	170	15.0	11.8	12.4	2.92	2.93	1.9	3.20	1.72	2.0
18	43	11	26	200	17.0	13.1	13.5	3.22	3.14	2.1	3.50	2.65	2.0
19	61	11—12	14	400	28.5	21.0	22.5	3.36	3.38	2.4	4.05	2.41	2.9
20	61	11—12	18	——	——	——	——	3.42	3.40	2.5	4.05	2.66	2.9
21	60	12	3	30	4.10	3.12	3.11	1.65	2.00	1.8	0.93	1.19	1.1
22	60	12	7	30	4.10	3.12	3.11	2.02	2.00	1.8	1.01	1.20	1.1
23	220	12	18	150	13.5	10.1	10.2	3.72	3.44	2.4	3.09	2.24	2.0
24	240	12	26	600	37.4	23.8	30.0	3.87	4.45	2.8	4.29	3.40	3.4
25	85	12	2.5	180	15.1	11.4	11.7	1.46	1.79	1.8	0.67	1.08	1.2
26	85	12	5	180	15.1	11.4	11.7	2.56	2.40	2.1	1.56	1.57	1.8
27	85	13	7	180	15.0	11.1	11.3	3.72	3.35	2.6	2.20	2.20	2.2
28	85	13	8	180	15.0	11.1	11.3	3.77	3.57	2.6	2.49	2.34	2.2
29	85	14	10	180	14.5	10.7	10.9	4.39	4.40	3.2	3.38	2.72	2.5
30	85	15	12	180	13.8	10.3	10.4	5.37	4.95	3.5	3.80	3.53	3.1
31	85	15	13	180	13.8	10.3	10.4	5.37	4.95	3.5	3.80	3.53	3.3
32	60	13	22	400	26.3	20	20.8	4.39	4.88	3.2	5.28	3.60	3.9
33	38	14	11	170	13.8	10.1	10.5	4.64	4.45	3.2	3.60	3.06	2.5
34	85	14	11	180	14.5	10.7	10.9	4.64	4.50	3.2	3.70	3.12	2.5
35	2415	14	14	600	35.1	26.3	27.5	4.86	4.64	3.4	4.85	3.94	4.0
36	3780	14	20	1000	51	37.8	42.0	5.50	5.50	3.6	6.40	4.22	3.7
37	340	15	13	300	20	15.1	15.5	5.74	5.36	3.9	4.60	3.94	4.1
38	340	15	16	300	20	16.1	15.5	5.97	5.81	3.9	5.44	4.25	4.1
39	67	15	18	400	25	18.7	19.2	5.85	6.14	4.0	6.23	4.61	4.5
40	——	15	4	300	20	15.1	15.5	2.92	3.04	2.9	1.68	2.13	1.9
41	96	16	20	30	3.40	2.62	2.78	2.92	2.56	2.5	1.19	1.93	1.4
42	38	16	14	170	12.5	9.60	9.90	6.52	5.40	3.9	3.80	3.86	3.5
43	6370	20	20	300	17.6	13.4	13.9	9.51	8.80	6.4	7.08	7.10	5.5
44	3350	21	25	900	38.5	29	30.3	11.2	11.9	8.0	10.6	10.6	9.0

和

$$L=0.304\,UF^{1/2} \tag{8-3.26}$$

上述式(8-3.22)至(8-3.26)中，U 的单位为米/秒，t 为小时，H 和 L 均为米。

为便于应用，有的还将式(8-3.25)和(8-3.26)繪制成如图 8-13 所示的图解。

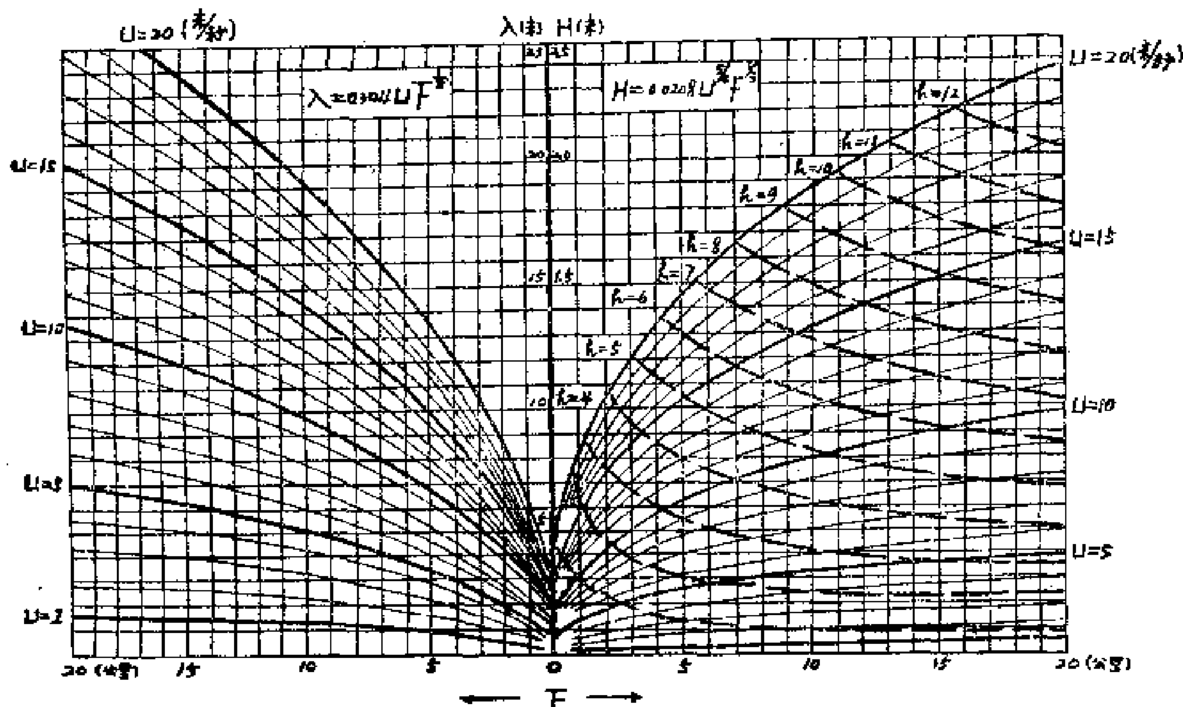


图 8-13

下举一例来說明如何利用图解求得預报波高和波长。例如：已知 $U=15$ 米/秒和 $F=14$ 公里，求 H 和 L。

(一) 求 L 的步驟 在图左半部横坐标上找到 $F=14$ 公里的点，然后从此点向上查，直至找到与 $U=15$ 米/秒曲綫相交的点，由此点引水平綫与图中間綫相交，这交点的左边所标明的 17，即为所求的波长 17 米。

(二) 求 H 其步驟大体与求 L 同，所不同的：(1)这时是用图的右半部，(2)是用图中間綫右边所标明的尺度；此例是 1.5，即所求的 $H=1.5$ 米。

所求得的 $L=17$ 米和 $H=1.5$ 米是否合乎实际，最后还决定于水深，所以在图的右半部还繪出了 $h=3$、4、5、……等深綫。在本例中如所預报的水域的水深是在 8—9 米之間，則所求值合乎实际，否則，不符。因为用图的右半部来求 H 时，这时的 $F=14$ 公里的纵綫与 $U=15$ 米/秒的曲綫的交点位在 $h=8$ 米和 $h=9$ 米两条等深綫之間。

在西方国家，有的认为在 $0.17<\frac{h}{L}<0.50$ 之間和 $F<30$ 公里的水域的波高，可用摩里托尔(D. A. Molitor)經驗公式

$$H=0.061\sqrt{VF}+(0.75-0.245\sqrt[4]{F}) \tag{8-3.27}$$

預报，其中 H 为波高，以米表示；F 为风区，以公里表示；V 为风速，以米/秒表示。

§8-1 已提及，涌是风浪离开风区向远处傳播的浪。可見，涌的性态是与风浪密切有关的。

在前面，我們已述及，用譜来描述风浪是更可深入地說明其极端的复杂結构，显然，涌也应如此地予以描述。

文先生对涌的研究，基本的假定是：风浪譜中的每一組成波离开风区后独立地傳播，并受到渦动粘滞性的选擇性的消耗作用以及散射的作用。在此假定下，他从其风浪譜导出几种作为預报涌浪的理論基础的涌浪譜。借这些涌浪譜可較其他理論更合理地解釋涌浪的波高和周期，分别随傳播距离而减低和增加，并可加以計算；还可計算涌自风区下风端傳至观测点的傳播时間。

現在应研究的問题是，渦动粘滞性在涌的傳播过程中是怎样消耗其能量以及散射在此过程中的作用如何？只要知道，就能預知距风区下风端某远处观测站的涌浪尺寸及其到达的时間。

参看图 8-14，波自圓周傳至点 P，因受渦动粘滞性的作用，振幅降低了，其表达式为

$$\frac{a}{a_F}=\frac{\cos^{1/2}\theta}{1+6.4\times10^{-10}\lambda^{1/4}U^{1/2}\gamma\sigma^2 e^{-\lambda/2\cdot 1/\sigma^2}\cos^{1/2}\theta}\tag{8-3.28}$$

其中量 λ，当风浪相对于风时成长时，由式(8-3.13)定义；当风浪相对于风区成长时，则由式(8-3.19)定义；γ 是自点 O 至点 P 的距离，以厘米表示；σ 为频率；a_F 和 a 分别代表譜中任一組成波在风区下风端和傳至点 P 的振幅。

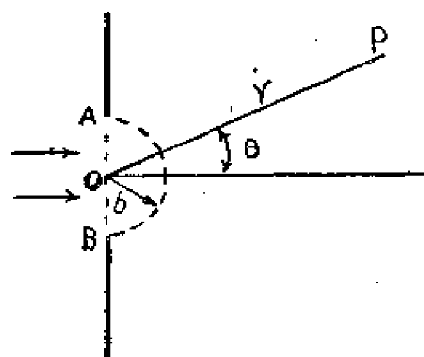


图 8-14

由式(8-3.28)可知，对于一定的风浪振幅，点 P 距风区下风端越远，待傳到的波的振幅越小；頻率較高(或周期較低)的組成波消衰得較快，即渦动粘滞性对波譜中的組成波的消耗作用是选擇性的。这性质还导致波譜中能量分布沿低頻率的方向推移。借此推移可容易地說明为什么涌的周期随傳播距离而增大这一现象；同时，也与观测点 P 的位置有关。

如假定波离开风区下风端向远处傳播，是近似地作徑向散射，而周期于散射过程中不改变，则理論上可导出傳至点 P 的涌浪譜中某一組成波的振幅 a 的表达式为

$$\frac{a}{a_F}=\frac{b^{1/2}}{\gamma^{1/2}}\cos^{1/2}\theta,\tag{8-3.29}$$

其中 $2b$ 为风浪譜中某一組成波通过間隙 AB 的寬度，它一方面滿足 $2b\gg1$，另一方面相对于风区的寬度和长度为极小；其余符号的意义同前。

式(8-3.29)表示，散射了的波的振幅(a)决定于原来未經散射的波的振幅(a_F)，未經散射的波通过的間隙的寬度($2b$)，以及观测点(P)的位置。

我們于上面分别考虑了散射与渦动粘滞性的影响，若同时考虑它們的共同作用，则振幅

的变化可表为

$$a=\frac{b^{1/2}a_F\cos\theta}{\gamma^{1/2}(1+6.4\times10^{-10}\lambda^{1/4}U^{1/2}\gamma\sigma^2e^{-\lambda/2\cdot1/\sigma^2}\cos^{1/2}\theta)}\qquad(8\text{-}3.30)$$

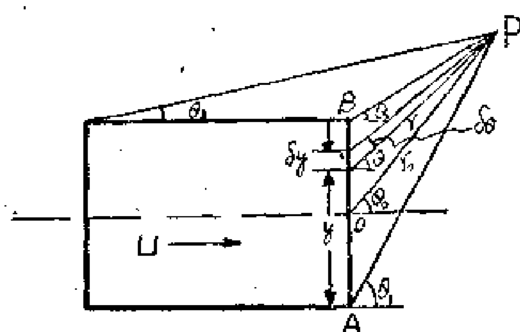


图 8-15

在这里，我們仅拟考虑如图 8-15 所示的长方形风区情况下的涌浪譜。

由于发自风区下风端綫段 δy 的简单波动的作用，位于点 P 的单位断面的鉛直水柱接受到的能量为

$$\delta e=\frac{1}{2}\rho g a^2$$

对照图 8-14 和 8-15，可知 $b=\frac{1}{2}\delta y$。将此值連同式(8-3.30)代入上式，得

$$\delta e=\frac{1}{2}\rho g\frac{\frac{1}{2}\delta y a_F^2\cos^2\theta}{\gamma(1+6.4\times10^{-10}\lambda^{1/4}U^{1/2}\gamma\sigma^2e^{-\lambda/2\cdot1/\sigma^2}\cos^{1/2}\theta)^2}$$

由图 8-15 知道，$\delta\theta=\frac{\delta y}{\gamma}$。此值連同 $a_F=\sqrt{A_F^2(\sigma)\delta\sigma}$ 代入上式，可得

$$\delta e=\frac{1}{2}\rho g\frac{A_F^2(\sigma)\cos^2\theta}{2(1+6.4\times10^{-10}\lambda^{1/4}U^{1/2}\gamma\sigma^2e^{-\lambda/2\cdot1/\sigma^2}\cos^{1/2}\theta)^2}\delta\theta\delta\sigma$$

其中 $A_F^2(\sigma)$ 为风区下风端的风浪譜，$\delta\theta$ 沿順时針方向量取。在发自整个风区下风端的风浪譜中的所有組成波的作用下，点 P 的所謂 E 值为

$$E=\int_0^\infty\int_{\theta_2}^{\theta_1}\frac{A_F^2(\sigma)\cos^2\theta}{2(1+6.4\times10^{-10}\lambda^{1/4}U^{1/2}\gamma\sigma^2e^{-\lambda/2\cdot1/\sigma^2}\cos^{1/2}\theta)^2}d\theta d\sigma\ [\text{厘米}^2]\qquad(8\text{-}3\cdot31)$$

对应的涌浪譜是

$$A^2(\sigma,\theta)=\frac{A_F^2(\sigma)\cos^2\theta}{2(1+6.4\times10^{-10}\lambda^{1/4}U^{1/2}\gamma\sigma^2e^{-\lambda/2\cdot1/\sigma^2}\cos^{1/2}\theta)^2}\ [\text{厘米}^2\cdot\text{秒}]\qquad(8\text{-}3.32)$$

由于风浪也有自风区侧边界散射出来，因而在点 P 观測到的波就含有此方面傳来的波，故应以 θ_3 代替式 (8-3.31) 中的 θ_2。但在預报工作中，对于 γ 和 θ，是分别用它們的平均值代替；对于频率的积分范圍，則是取在 $\sigma=0.2$ 至 $\sigma=4.0$ 区間內以数值方法进行，因譜于此频率范圍外的值为可忽略地小。

从图 8-15 可得知，在点 P 观測到的波是三維的，对此，平均波高为

$$\overline{H}_D=1.84\sqrt{E}\qquad(8\text{-}3.33)$$

表覗平均周期仍可依式(8-3.16)計算。

从理論上説，只有当风浪譜中每一組成波都自风区下风端傳到点 P 时，該处的涌浪譜始充分地发展。这将意味着无限长的傳播时間。但因涌浪譜中能量集中于一較狭的，即最大

值对应的频率带内。令此频率为 σ_{max}。故如将频率等于 $2\sigma_{max}$ 的組成波的到达取为判断充分发展了的涌到达的标准，則涌的傳播时間可取为

$$t_D=\frac{2\gamma_0\sigma_{max}}{g} \tag{8-3.34}$$

其中 γ_0 为风区下风端至观測点 P 的平均距离。

σ_{max} 值，按下述办法求得。将式(8-3.32)相对于 σ 微分并使导数等于零，得

$$3.2\times10^{-9}\lambda^{1/4}U^{1/2}\gamma\cos^{1/2}\theta\cdot\sigma_{max}^{4}+(3\sigma_{max}^{2}-\lambda)e^{-\frac{1}{2}\cdot\frac{\lambda}{\sigma^2}}=0$$

此处 σ_{max} 是依尝試法解出。

綜上所述，預知某測站的涌浪特性的步驟是：

(一) 先从天气图定出风区(F)的长度，以厘米表示，和风速(U)的大小，以厘米/秒表示。

(二) 据上述数据算出风区下风端的风浪的波高(H_F)和表視平均周期($\bar{T}_F$)。

(三) 依 H_F 和 $\bar{T}_F$ 的值連同測站距风区下风端的平均距离(γ_0)及与測站位置有关的 θ 平均值(θ_0)，就可求知測站的波高(H_D)、表視平均周期($\bar{T}_D$)和到达的时間(t_D)。

显然，将上述步驟反过来用，則可从已知的 H_D 和 $\bar{T}_D$ 求得 γ_0 和 θ_0，直至 U 和 t 或 F；这就是說，从 H_D 和 $\bar{T}_D$ 可推知涌浪的源地，即风区在何处、范圍和风速的大小。这就为天气預报預报风暴，例如颱风的位置提供另一途徑。

§8-4 近岸淺水中波浪的变化

波浪傳进 $\frac{h}{L}<\frac{1}{2}$ 的水域后，因波速已不单是与波长有关，而且已与水深发生了关系[参看式(8-2.5)和(8-2.8)]，即水深开始影响波浪的傳播速度，因而致使波速、波长、波向和波高等要素发生变化，甚至終将促使波浪发生破碎而消失。

图 8-16 表示，波峰綫自傳至(1)起就受水深的影响，因而越接近海岸波峰綫就越与等深綫平行；在这情形中，因等深綫与海岸綫平行，故波峰綫越近岸就越趋于平行海岸綫傳来。就一般情形言，近岸的等深綫大致与海岸綫平行，这就是我們頻見到的波浪为何平行于海岸一排排傳来的原因所在。

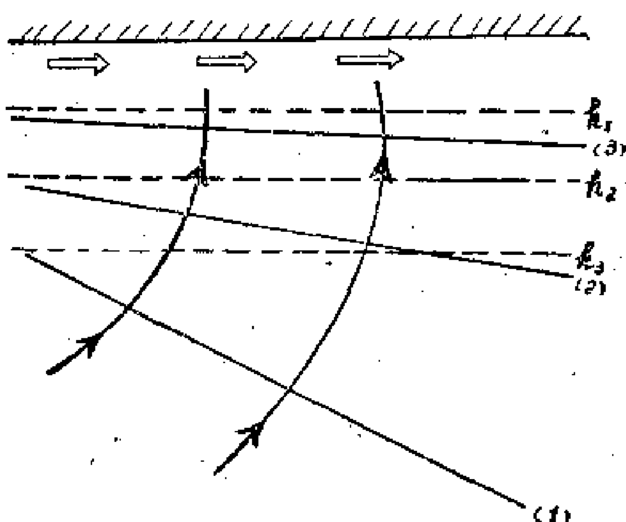


图 8-16

在等深綫和波峰綫如图8-16所示的情况下，在近岸处有一股因波浪所生的沿岸流。这

股沿岸流的流速，理論上可求得为

$$V=\frac{A}{2}\left[\sqrt{1+4\frac{C}{A}\sin\alpha}-1\right] \qquad (8\text{-}4.1)$$

其中

$$A=\frac{iQ\cos\alpha}{Kh_b\tau}$$

及

$$C=\sqrt{g(h_b+H)}$$

上述三式中，α 是波峰破碎时波峰綫与岸綫的交角；i 是海底的坡度；K 是海底的摩擦系数；h_b 是破碎水深；H 和 τ 分別是波浪破碎前瞬間的波高和周期；Q 是靜止水面以上单位厚度的波浪体积。依孤立波理論，其值为

$$Q=4h_b^2\sqrt{H/3h_b}$$

式(8-4.1)表示，在某給定海底情况下，沿岸流的流速决定于波浪的 τ、H 和 α。

沿岸流除与近岸海濱泥沙运移有关外，还关系着舰艇的登陆靠岸。

当等深綫如图 8-17 所示的情况下，波峰綫在外海虽是平行于海岸，但当它越趋近于海岸，它就越与等深綫平行。由此之故，在 A 和 C 处与 B 处則分別出現波向綫的輻聚和輻散，从而在 A、C 和 B 处相应地分別出現波高的增大和减少。这可說明，漁船为什么常停泊在近岸海谷处避风浪。并須注意，在 A 和 C 处还有一股波浪产生的离岸流，其流速有的可达1米/秒，它的范圍可远至 300 米以外。这种流密切关系着近岸泥沙的运移，此外，自海至岸时，切勿逆此流而上。

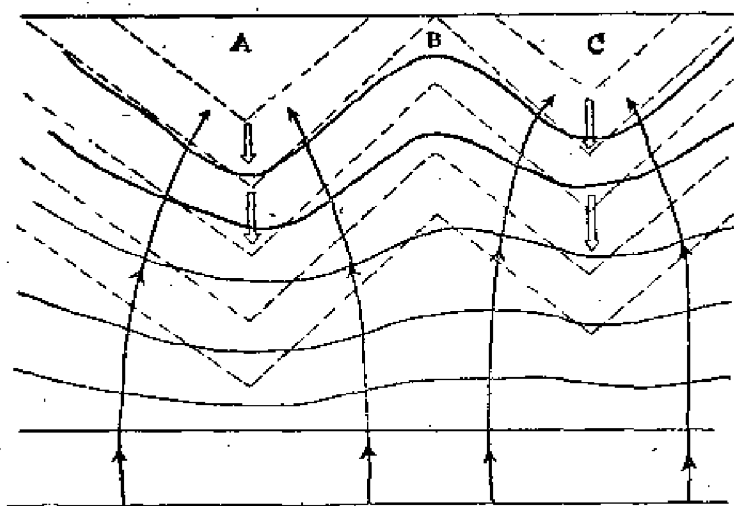


图 8-17 波向綫的輻聚和輻散与离岸流

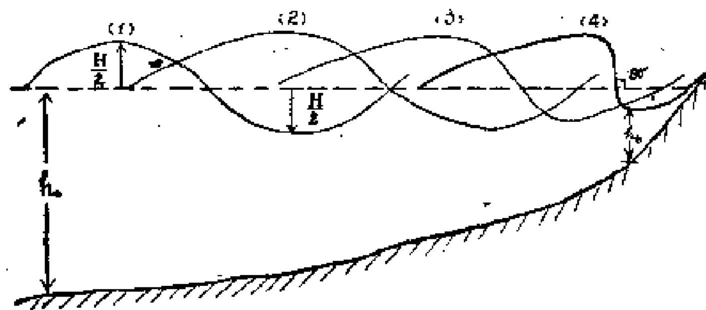


图 8-18 波浪在近岸水域破碎

依上分析，波浪傳至海岸，照理应全与等深綫平行，可是，在这傳播过程中，因波頂处的水深为 $h_0+\frac{H}{2}$，而波底为 $h_0-\frac{H}{2}$，依式 (8-2.8) 知道，波頂处的速度大于波底处，因而，波浪越傳近海岸，波頂越超前，波底越落后，終将使波峰前側达90°

而破碎。这过程如图 8-18 所示。

波浪的破碎深度 h_b 与海底的底质和傾斜度、风向和风速以及波陡等有关，因而破碎深度因地因时而异，但据实测結果，一般是在 1.0—2.0 波高之間，平均值为波底至海底的水深等于 1.6 倍波高处，波浪发生破碎。

第九章　潮　　汐

§9-1　預备知識

为便于对潮汐有关問題的討論，本节先介紹一些潮汐学用的天文学知識。

(一) 天球　当万里无云的夜晚，不論我們是站在地球的哪一地方，总是觉得在我們的头頂上有一个巨大的、以我們所在位置为中心的半圓球形的天空；恒星(例如北极星等等)、行星(例如水星、金星、火星等等)和卫星(例如月球等等)等好象分布于其面上。这种假想的球面，就称为天球。

(二) 天球坐标　为测定天体(例如太阳、月球等等)在天球上的位置，故应选取类似于确定地球表面上物体的位置所用的地理坐标（緯度和經度）的坐标。这种坐标特称为天球坐标。

在图 9-1 中，取地球中心 O 为天球的球心，ZOZ' 表鉛錘綫，鉛錘綫和天球的两个交点，位在观测者头頂上的 Z 点，称天頂；位在观测者脚底下的 Z' 点，称天底。設 P 为北天极，与它恰正相对的 P'，就称为南天极。直綫 POP' 表示天軸。通过天球中心而与天軸垂直的平面，称天球赤道面，把这个平面延伸至与天球相交所得的大圓 $QEQ'W$，称天球赤道。

通过 O、Z 和 P的平面，称天球子午面。大圓 $PZQP'Z'Q'P$，称天球子午圈。

天球坐标是用来确定天体在天球上的位置，但依用途的不同，所取的基本平面也有所不同，因而有不同的坐标系。这里，仅介紹其中的一种——赤道坐标系。

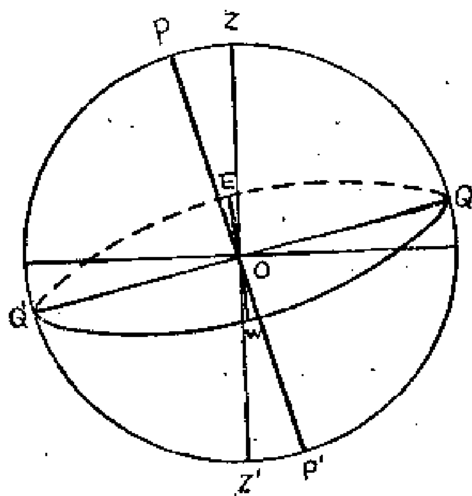


图 9-1　天球坐标

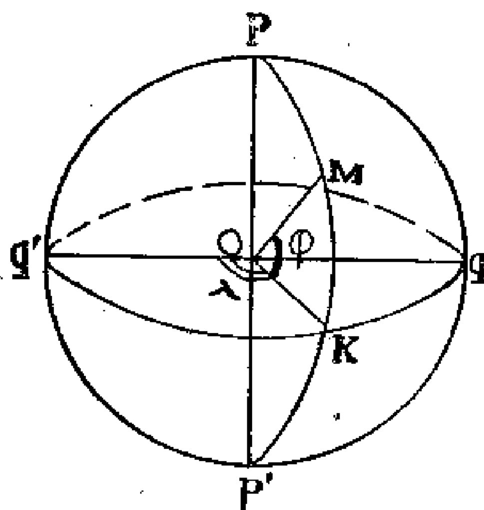


图 9-2　地理坐标系

赤道坐标系确定天体在天球上的位置的要素有二，即天体赤經和赤緯。这两要素的选取法类似于地理坐标系中的經度和緯度的选取法。为更易于了解天体赤經和赤緯的选取法，于此先介紹地理坐标系中經度和緯度的选取法。

现要确定图 9-2 中 M 点的地理坐标。

O 为地心，POP' 是地球的自轉軸。qKq' 是赤道，它并将地球分为两个半球；在其北面，称北半球，在其南面，称南半球。过 M、P 和 P' 作大圓，称为 M 点的子午圈(綫)，并交赤道于 K，連結 OM 和 OK，得角 φ。此即称为 M 点的緯度。緯度分为南緯和北緯，两者均以赤道为 0° 計算到 90°。为了决定 M 点的第二个坐标，須先确定一个本初子午圈(綫)。国际規定，是取通过英国格林威治天文台的子午圈(綫)作为本初子午圈。如图 9-2 中的 $\widehat{Pq'P'}$ 就是所选取的本初子午綫，则其經度就定为 0°。所以 $\angle q'OK=\lambda$，即称为 M 点的經度。經度系由本初子午綫 0° 起算，分别向东和向西計算到 180°。

明了了地理坐标的选取法，就可易于了解赤道坐标系的选取。

赤道坐标系是取图 9-3 天球赤道 $Q'KQ$ 作为基本平面。

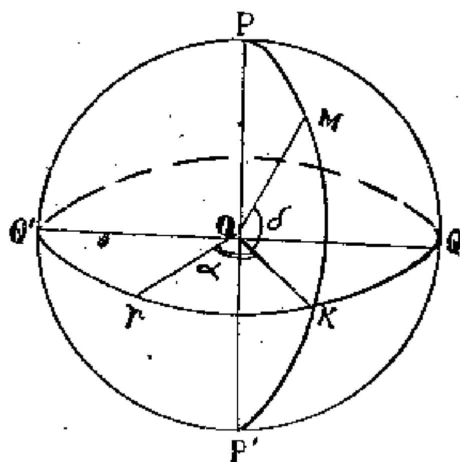


图 9-3 赤道坐标系

现要决定天体 M 的位置。通过 M、P 和 P' 作大圆弧 PMP'，并交天球赤道于 K。弧 PMP' 称赤經圈。用直綫分别連結 OM 和 OK，此两直綫构成角 δ，称为天体 M 的赤緯。从天球赤道沿赤經圈由 0° 計算到 90°，向北天极 P 計算的赤緯为正，向南天极 P' 計算的赤緯为負。

决定天体 M 的另一坐标，是选取太阳从南半球运行到北半球时，到达赤道上的那一点，即春分点 γ，作为起算点。用直綫連結 $O\gamma$，它与 OK 的交角 α，即为天体 M 的赤經。赤經是从春分点算起的，并沿反时針方向算到 360°。

如天体 M 是月球，则天体赤經和赤緯分别称为月球的赤經和赤緯。

(三) 地球和月球的运行 众所周知，地球一面沿着一定的軌道繞着太阳运动，即公轉。另一方面，月球又沿着一定軌道环繞着地球作运动。同时，地球又在自轉着。这些运动綜合构成地球的昼夜和一年四季，并关系到海洋潮汐的变化和海洋温度的水平分布及其日变化和年变化。

如图 9-4 所示，当地球沿公轉軌道运行到位置 I 时，地球自轉軸垂直于地球軌道半徑。这时，太阳直射在赤道上(图 9-5)，因而地球上各处的白昼时間等于黑夜时間。这位置就是春分点，日期約在 3 月 21 日。

地球继續沿軌道运行，約于 6 月 22 日来到 II，这时地軸向地球軌道的傾角达最小，等于 $66\frac{1}{2}^{\circ}$，此即为夏至(图 9-6)。这时太阳直射于北回归綫，因而北半球的白昼較黑夜为长。

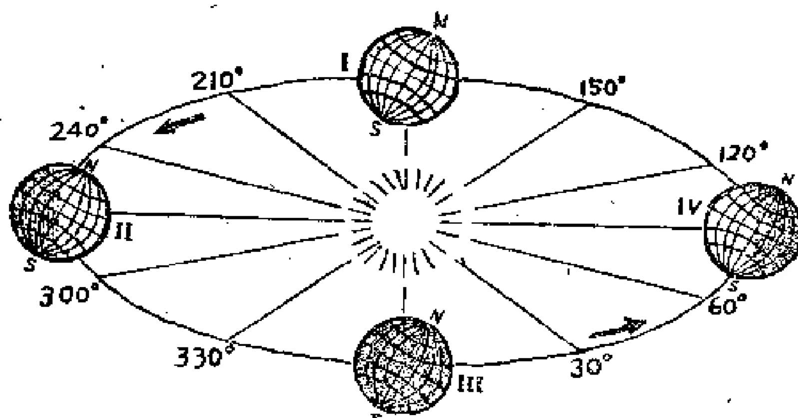


图 9-4　地球繞日公轉

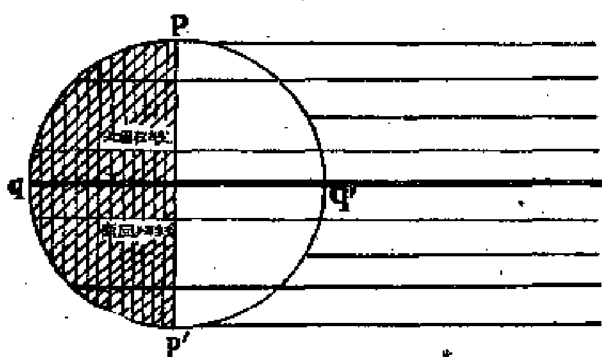


图 9-5　春分和秋分

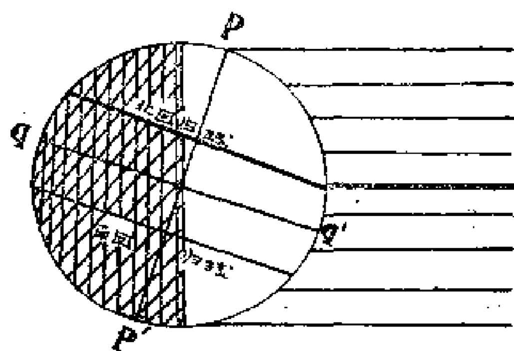


图 9-6　北半球夏至

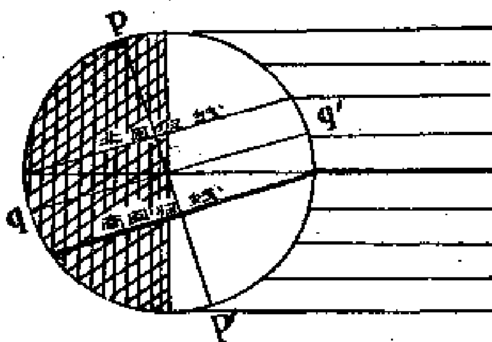


图 9-7　北半球冬至

地球約于 9 月 23 日运行到Ⅲ，这就是秋分点，如图 9-5 所示。这时，太阳又直射于赤道上，地球上各处的黑夜时間又等于白昼的时間。而当地球运行到Ⅳ，这就是冬至，时約为 12 月 22 日，如图 9-7 所示。这时太阳直射在南回归綫上，因而南半球的白昼較黑夜为长。

于翌年 3 月 21 日左右，地球又运行来到春分点。地球完成公轉一周所需的时間，称为太阳年，亦称回归年。一个太阳年等于 365.2422 平太阳日。

地球环繞太阳作公轉所运行的軌道不是圓形，而是橢圓形，于是，約在 1 月 3 日—4 日間地球最靠近太阳的这一位置，称为近日点；約于 7 月 2—5 日間，最远离太阳的这一位置，称为远日点。在上述两时刻，日地間的距离分别为 147,000,000 千米和 152,000,000 千米。日地的平均距离为 149,500,000 千米。

上面已指出，月球圍繞地球运轉，且随着地球一起圍繞太阳作公轉。

因而，月球在圍繞地球运动时，相对于太阳有着不同位置，从而构成我們所覚察到的月球在一个月之內月相的不断变化。

如图 9-8 所示，当月球沿轨道运行来到太阳和地球之间①时，太阳照不到的半个月球表面，正朝向地球，所以地球上的观察者，就看不见月球。这时的月相，叫做新月，或称朔。当月球运行到⑤时，太阳照亮的半个月球表面朝着地球，故观察者看到了成圆形的月球。这时的月相，称望月，或简称为望。当月球运行来到位置③和⑦时，朝向地球方面的月面，有一半被太阳照着，而另一半则照射不到，因此看上去就成为月眉形。这两时刻的月相，分别称为上弦和下弦。

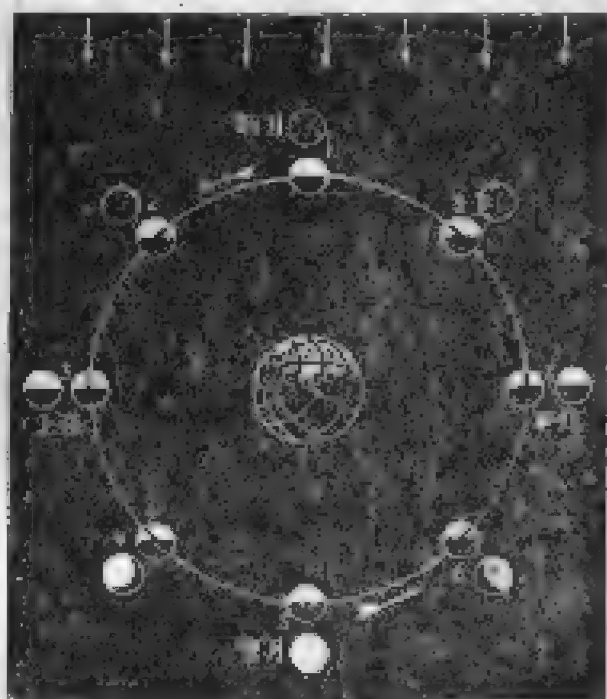


图 9-8 月相

月球在连续两次通过同名的月相所需的时间，叫做朔望月。一个朔望月等于 29.53059 平太阳日。

月球环绕地球公转的轨道，称白道，它并不是圆形，而是椭圆形，因此地月间的距离在经常变化着；当月球位在近地点时，这个距离是 356,400 千米。当月球在远地点时，则达 406,700 千米。

但须指出，月球的近地点和远地点的时日，并不象地球的近日点和远日点那样固定，而是不断在变化着；每 8.85 年完成一个周期。

（四）黄道和白道 由上知道，月、地在绕太阳运行着。事实也正是如此。但为处理问题的方便，我们假定地球不作公转，这样，太阳就相对地沿一定轨道绕地球作公转。这轨道就称为黄道。

还须指出，不论是太阳或是月球绕地球作公转的轨道平面与地球的赤道平面并不重合，如图 9-9 所示。其中，黄道和赤道的交角 $\omega=23°27'$；白道和赤道的交角 $I=18°18'—28°36'$；黄道与白道的交角 $i=5°9'$。在天文学中，对黄道与天球赤道的交点 γ 和 γ'，白道与黄道的交点 Ω 和 Ω'，有其特殊的名称，即分别称为春分点和秋分点，升交点和降交点。角 I 是经常在变动着，于 18.6 年完成一个周期。

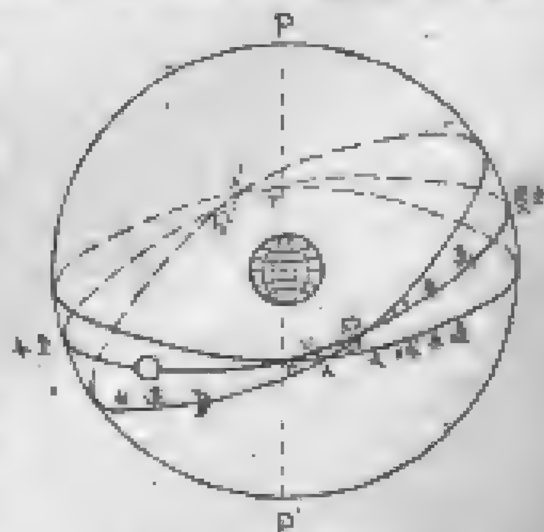


图 9-9 日、月绕地球公转

（五）平太阳日、时区和太阴日 以太阳中心为计时标准，地球上任一点 A，因地球自转和太阳绕地球公转而两次正对着太阳中心的这段时间，称为一个真太阳日。

上已述及，地球繞太阳公轉一周所需的时間为 365.2422 日(这时間也可說是太阳沿黄道繞地球公轉一周的时間)，并运行 360°。

我們又知道，太阳繞地球公轉的軌道为椭圓形，因而太阳在黄道上运行的速度是非匀速的，于远地点附近，日速最小，为 57.2′；在近地点附近，达最大，为 61.2′。这就是說，由于这一公轉，地球上 A 点要两次正对着太阳中心所轉的角度，如图 9-10 所示，除地球自轉一周 360° 外，还需加一因太阳繞地球公轉的日速度(用角度表示)，其平均值为

$$\frac{360^\circ}{365.2422}=59.2'\doteq 1^\circ$$

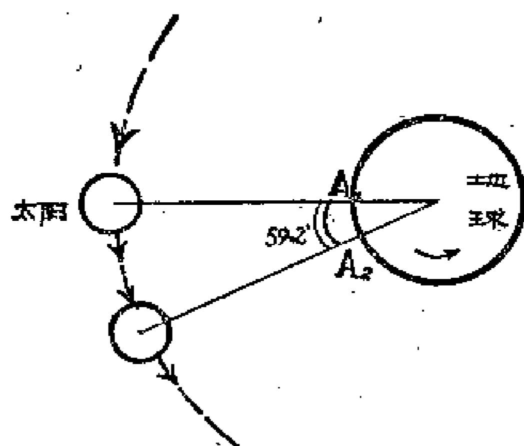


图 9-10

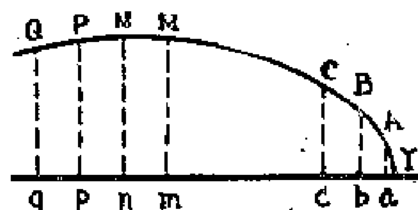


图 9-11

再者，即使假定太阳沿黄道作匀速运动，但由于黄道向赤道傾斜，因而太阳赤經的增量也是不均匀的。如图 9-11 所示。如果我們在黄道上取相等的綫段，每段相当于太阳在 1 日內沿黄道所通过的路程，即 γA、AB、BC……MN、NP、PQ……，并且通过 A、B、C……M、N、P、Q……等各点分别作赤經圈，那末赤道上的各相应綫段 γa、ab、bc、……mn、nP、Pq……(即 γA、AB、BC 等曲綫段在赤道上的投影)互不相等，在图的右边部分較左边部分的綫段为短。靠近春、秋分点处的为 54.3′，靠近夏、冬至点处的为 64.2′。由此可見，因黄道傾斜所产生的影响較因太阳变速运动的来得大。由于这两个原因的同时作用，因此使真太阳日的时間长度就各不相等。所以，不宜选它作为計时的单位。

为适于我們生活的习惯，选取一种人为的計时方法来替代上述的方法是需要的。这种人为的計算方法，是假定有一天体每日以 59.2′ 匀速地沿天球赤道运动。这个假想的天体，称平太阳。

以平太阳的中心为計时标准，地球上任一点因地球自轉和平太阳的公轉而两次正对着平太阳的中心所需的时間，称一平太阳日；$\frac{1}{24}$ 的平太阳日，称一平太阳时。这两者就是我們現在所用的計日和計时的单位。于是，时間长度和角度度数就有下列关系：

1 小时(平太阳时)≈15°

1 分钟≈15′

$$1\text{ 秒钟} \approx 15''$$

或

$$1^\circ \approx 4\text{ 分钟}$$

$$1' \approx 4\text{ 秒钟}$$

按平太阳时的定义得知，地球上每一子午圈都各有其自己的平太阳时。所以，从一个地方到另一地方，即使距离不远，都需重新調整自己的手錶，以符合新地方的时間。这給人們带来不便。为消除这过多的不便，而将整个地球划分为 24 个时区，如图 9-12 所示：經度每 15° 作为一个时区，相当于 1 小时，并将格林威治子午圈定为零时区的中心。零时区的时間，即格林威治子午圈处的平太阳时，称世界时，并用 T_0 表示。

時区号數		+2	+1	0	-1		-8	-9	
時　刻		22	23	0	1		8	9	

30°W 15°W 0° 15°E 120°E 130°E

图 9-12 时区

某子午圈处的平太阳时，称为該处的地方平时，用 T 表示。根据小时数和經度数的換算关系，于是，只要知道世界时或地方平时，即可求得地方平时或世界时，它們的換算式为

$$T_0 = T \pm \frac{\lambda}{15^\circ} \tag{9-1.1}$$

和

$$T = T_0 \mp \frac{\lambda}{15^\circ} \tag{9-1.2}$$

东經，用等式右边下面的运算符号，西經則用上面的运算符号。

例：

1．已知 120°E 的地方平时为 8 时正，問用世界时表示是什么时刻？

依式(9-1.1)得

$$T_0 = 8 - \frac{120^\circ}{15^\circ}$$

$$= 8 - 8$$

$$= 0$$

答：120°E 处这时刻为世界时零时。也是說，零时区的这一时刻为 0 时。

2．已知 120°E 处的世界时为 0 时，問若用地方平时表示是什么时刻？

$$T=0+\frac{120^\circ}{15^\circ}$$
$$=8$$

答：120°E 处这时刻的地方平时为 8 时。

同理可推出任意两子午圈时間的换算式。

当 $\lambda_1>\lambda_2$，已知 λ_2 的时間 T_2，求算 λ_1 的时間 T_1，可依

$$T_1=T_2\pm\frac{\lambda_1-\lambda_2}{15^\circ} \qquad (9\text{-}1.3)$$

計算；在东經，取"＋"，在西經取"－"。

如已知 λ_1 的时間，要求算 λ_2 的时間，可将式(9-1.3)改写为

$$T_2=T_1\mp\frac{\lambda_1-\lambda_2}{15^\circ} \qquad (9\text{-}1.4)$$

予以計算即得；在东經，取"－"，在西經，取"＋"。

如两子午圈，一为东經，一为西經，两者的互算形式稍与式(9-1.3)和(9-1.4)不同。首先$(\lambda_1-\lambda_2)$改为$(\lambda_1+\lambda_2)$。如由东經 λ_2 求算西經 λ_1，則依式(9-1.3)計算，但取"＋"。所求得的計算值大于 24 小时，則減去 24 小时，且日数也減 1。如由西經 λ_1 求算东經 λ_2，則依式(9-1.4)計算，但取"－"。所求值为"－"时，需加 24 小时，而日数則加 1。

以月球中心为計时标准，地球上任一点 A，因地球自轉和月球繞地球公轉而两次正对着月球中心所需的时間，称为一个太阴日。

由上可知，当地球自轉一周，月球已沿白道运行一个角度，其平均值为 12.19°。这是說，地球上点 A 旋轉 360° 又 12.19° 才能第二次正对着月球中心，亦即：地球上点 A 由第一次正对月球中心到第二次正对它，共需旋轉 372.19°。据小时数和角度的换算关系，旋轉 372.19° 約需 24.8 时。即：

1 个太阴日＝24.8 平太阳时

$\frac{1}{24}$的太阴日，称 1 个太阴时，等于 1 时 2 分(平太阳时)。

（六）月球上中天时刻和下中天时刻

还未介紹月球上(下)中天时刻前，先介紹对蹠点一詞。

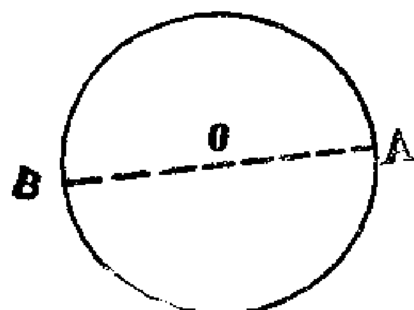


图 9-13　对蹠点

取一緯圈，并在圈上取任意点 A。如图 9-13 所示。用直綫連結圓心 O 和 A，并延长 AO 交緯圈于 B。这时的 B 点就称为 A 点的对蹠点。例如 A 处为 120°E，則它的对蹠点 B 是在 60°W 上。反之，A 点也可称为 B 点的对蹠点。这样，A 和 B 就互称为对蹠点。

月球沿白道运行来到通过观測站的子午圈的天頂这一时刻，就称为位在通过該測站的子午圈上各个測站的月球上中

天时刻，或簡称为月球上中天。这一时刻，对于位在通过测站对蹠点的子午圈上各个测站来說，就称为月球下中天时刻，或簡称月球下中天。

§9-2 潮汐現象及其要素

要了解某地的潮汐現象及其变化規律，就必須进行长时間的潮汐观测。在某地进行 25 小时或較长一段时間，即可获得如图 9-14 或 15 所示的变化曲綫。这种曲綫，称为潮汐曲綫。

从长时期的潮汐曲綫发現，潮汐的漲落运动是頗具規律性的，其間有在一个太阴日完成两个周期或一个周期，以及在半个月、一个月、一年、8.85 年和 18.6 年完成一个周期的，相应于这些周期性运动，而分别称之为半日周期潮、日周期潮、半月周期潮、月周期潮、年周期潮等等。

为記述潮汐的运动常引进下列用語。

依图 9-14 所示，当海面落至最低在一段时間内，海面既不升高又不再下降，这段时間称为停潮。停潮的中間时刻，取为低潮时。停潮过后，海面开始上升，升至某一高度，海面在一段时間内既不上升又不下降，这一时間亦为停潮；为区别起見，而称为平潮。平潮的中間时刻，取为高潮时。海面由低潮面漲至高潮面的过程，称漲潮；所需的时間，称漲潮时。漲潮时的潮流，称漲潮流，并用符号“→”表示。反之，則相应地分别称为落潮、落潮时和落潮

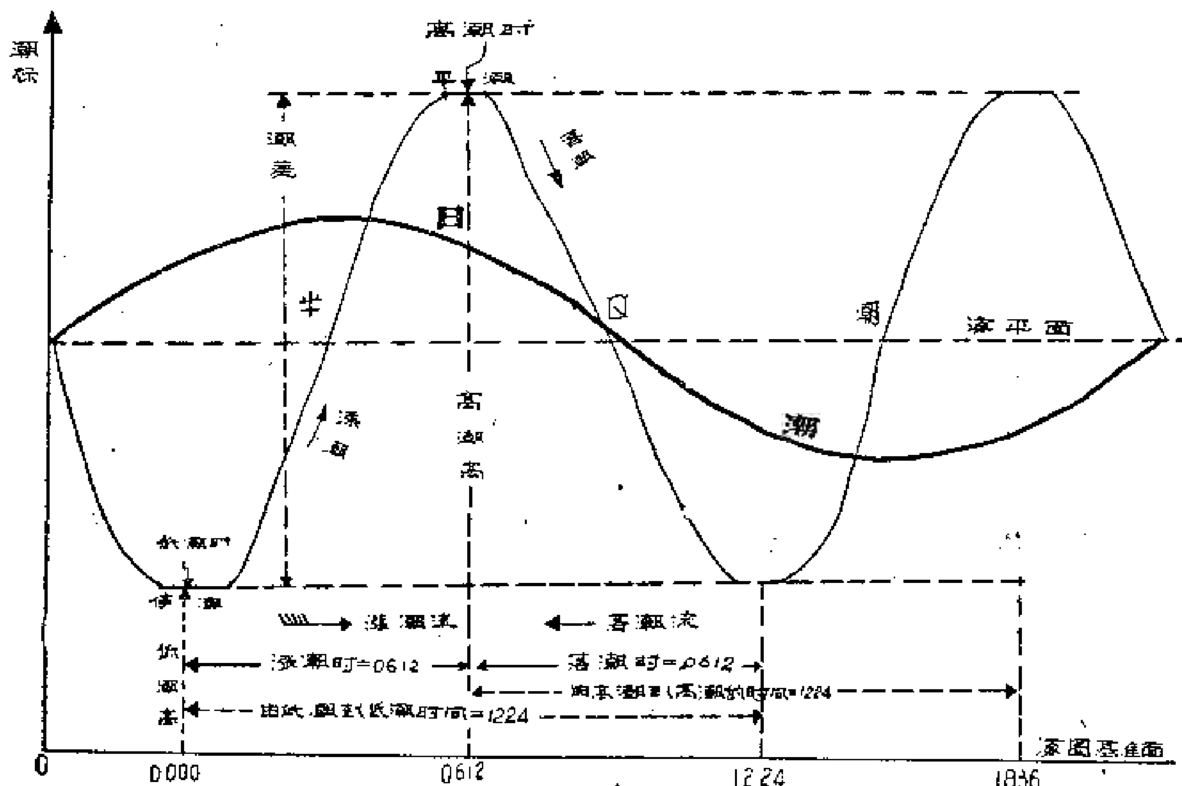


图 9-14 半日周期潮和日周期潮的潮汐曲綫

流；又用"⟶"表示落潮流。潮差(R)系指高低潮面間的垂直距离。

依图 9-15 所示，由月球上中时刻到其后第一次高潮时和低潮时的时間，分别称高潮間隙和低潮間隙，并統称为月潮間隙。将 29 天(或其整倍数)的月潮間隙求其平均卽得平均月潮間隙。

又从图 9-15 看出，漲潮时与落潮时互不相等，以及 $R_1 \neq R_2$，具有这种性质的，称为潮汐日不等现象，簡称日潮不等。

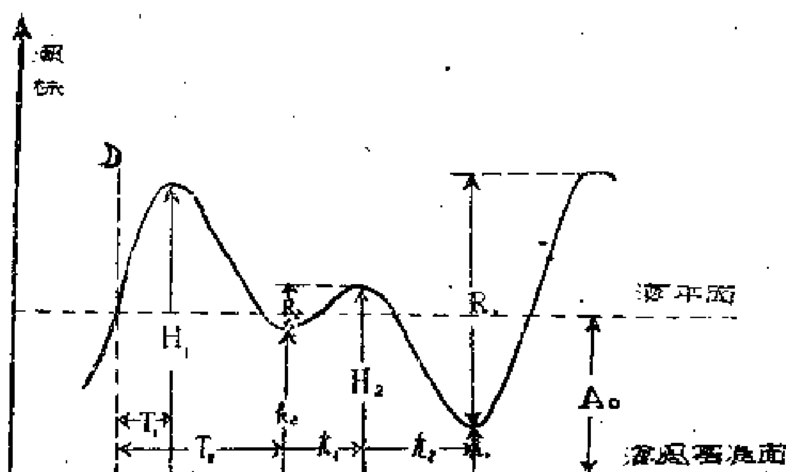


图 9-15 日潮不等的潮汐曲綫

說明：H_1：高高潮 H_2：低高潮 T_1：高潮間隙 T_2：低潮間隙
h_1：低低潮 h_2：高低潮 t_1：漲潮时 t_2：落潮时
A_0：平均海面 R_1、R_2：潮差

如进行一个月以上的潮汐观測，則可知在一个月之內，有些日子海面漲的最高，落的最低，潮差最大和在另一些日子海面旣漲的不高又落的不低，潮差最小的这种潮汐，分别定义为大潮和小潮，但在半日潮和日潮地区的大潮和小潮的出現日期却逈然不同。半日潮地区的大潮和小潮分别出現在朔望后 1—3 天內和上下弦后 1—3 天內；日潮地区的大潮和小潮則分别出現在上下弦后 1—3 天內和朔望后 1—3 天內。大潮的和小潮的高潮高的平均值分别称为大潮升和小潮升。

半日潮和日潮的潮令，分别是从朔望和上下弦时月球上中天时刻到发生大潮的这段时間間隔。

通过长期的潮汐观測，得知一个月內因地点不同而有每天(太阴日)出現两次高潮和两次低潮，或一次高潮和一次低潮。前者称"正規"半日潮，后者称"正規"日潮。但有的地点的潮汐，却沒有上述那样規則，而是在一个月內有少数几天出現日周期潮或半日周期潮，大多数日子則出現半日周期潮或日周期潮。这种潮汐分别称为不正規半日潮和不正規日潮；两者总称为混合潮。日潮、半日潮和混合潮为潮汐的三种基本类型。

为利于与海有关各部門的使用，在潮汐表和海图上常載有：大潮升、小潮升、平均高潮間隙、平均低潮間隙和海平面等的量值；这些量值統称为潮信常数。

为易于了解起見，玆将上述各用語繪制成图 9-16。

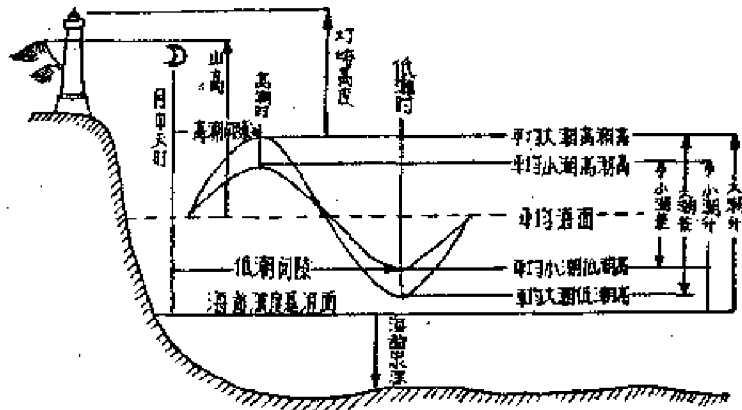


图 9-16　潮汐各用語示意图

又依潮汐受江河影响程度的不同而分为海潮和江潮两种。受江河影响小的，称海潮，例如烟台、威海、青島等等，且有下列性质：

$$\text{平均低潮間隙}(\overline{T}_2)=\text{平均高潮間隙}(\overline{T}_1)\pm 0612 \qquad (9\text{-}2.1)$$

和

$$\text{平均高潮間隙}(\overline{T}_1)=\text{平均低潮間隙}(\overline{T}_2)\pm 0612 \qquad (9\text{-}2.2)$$

即已知平均月潮間隙中的任一个，依上述两式即可算出其余的一个。等式中平均月潮間隙小于 0612，取"+"，大于 0612，取"−"。如图 9-17 所示。

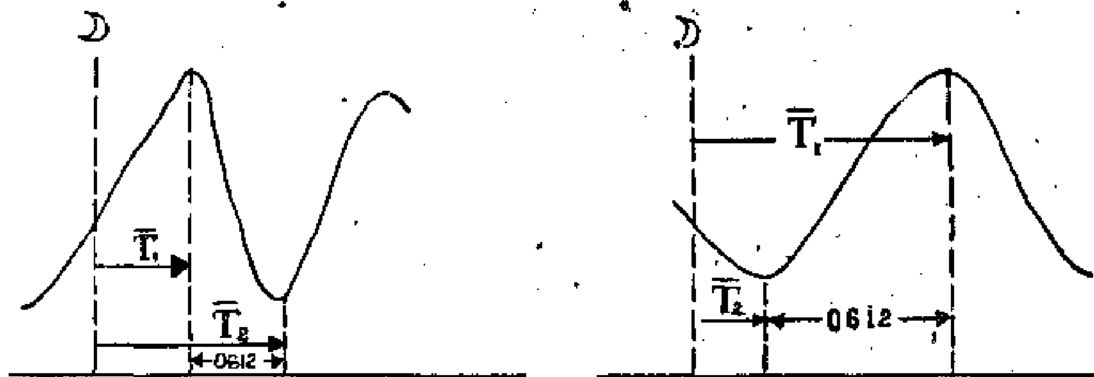


图 9-17

受江河影响大的，为江潮，例如上海、吳淞等等；对于江潮，则高潮間隙和低潮間隙不能按公式(9-2.1)和(9-2.2)加以换算，必須分别統計求得之。

§9-3　引潮力和一些潮汐現象的解釋

在引潮力作用下，不仅地球表面海水发生相对运动而成潮汐，而且气圈和岩石圈也分別发生相对运动，出现潮汐現象。这三种潮汐，分別称为海洋潮汐、大气潮汐和地壳潮汐。本

章所討論的是海洋潮汐。

将地球和月球看作为一个系統，并假定地球是圓球形的，它的表面全被很厚的海水所包圍。在这两个假定条件下，分析单位质量海水受力的情况。

地球上任何物质都受到重力的作用，然而，它和使海面发生短周期变化的力无关，因此可不予考虑。

海水一旦因某原因而流动，必有伴之而生的內摩擦和海底的摩擦力，为求得近似解，可忽略此两力的存在。

最后，作用于海水质点的力，只有月球引力和因地球繞月地共同质心运动所产生的慣性离心力；这两力的分布情况，分别如图 9-18 和 19 所示。

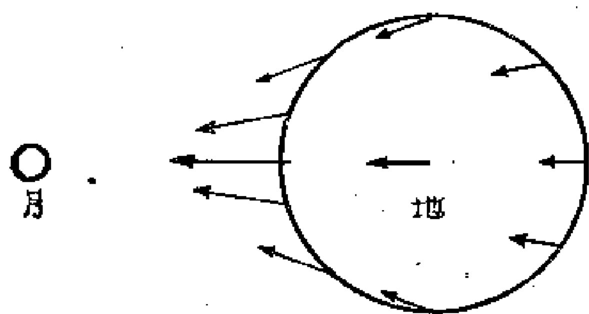


图 9-18 月球引力分布图

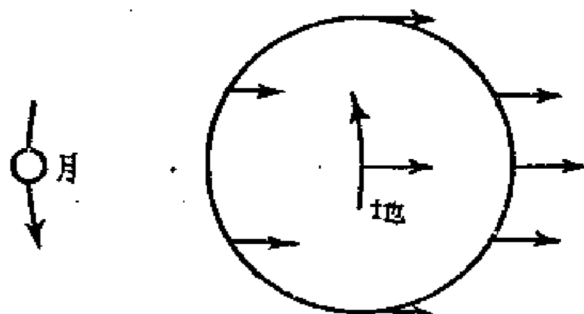


图 9-19 地球繞月地共同质心所产生的慣性离心力分布图

据万有引力定律知道，不同地点的水质点所受到月球引力的大小不同；离月球近的，受力大，反之則小，而方向都指向月球。

海洋中各水质点，不論位于何处，所受到的慣心离心力，量值相等，方向都背离月球，且彼此平行。

水质点所受到的月球引力与上述慣性离心力的合力称为引潮力。

对整个地球說，它所受到的慣性离心力应与月球对地球的引力平衡，所以

$$F_2E=\frac{KME}{R^2}$$

即

$$F_2=\frac{KM}{R^2}$$

式中 F_2 代表地球上单位质量物体所受到的慣性离心力；E 和 M 分别表地球和月球的质量；R 表地月中心距离；K 为万有引力常数。由慣性离心力的量值，显然可以看出，地心处单位质量的物体受到的月球引力和慣性离心力大小相等而方向相反，即合力等于零，所以地心处沒有潮汐现象。

关于慣性离心力的方向，还可以說明如下：地球繞地月质心 G 迴轉的时候，只有 E 点是以 G 为中心，其他各点就不是以 G 为中心。如图 9-20 所示，P_1 以 G_1 为中心；q_1 以 G_2 为中心。但它們所作的小圓的半徑都一样，都等于地心到公共质心的距离即等于 0.73a（a 为

地球半徑)。由图看出,慣性离心力彼此平行。

为了討論引潮力在地球表面分布的情況,我們将月球引力与該点所受到的慣性离心力,分别投影到垂直于和水平于地面的座标。按引潮力定义,水平引潮力 F_H 和垂直引潮力 F_V 的量值,利用图 9-21 以及三角公式可得:

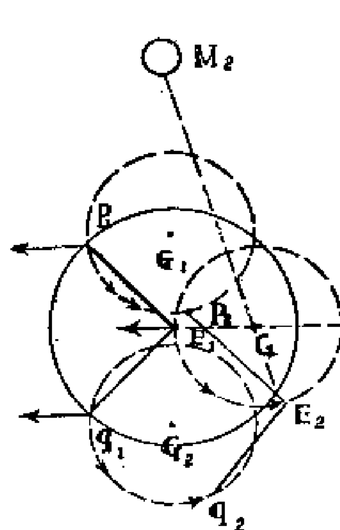


图 9-20 月、地繞其公共质心迴轉

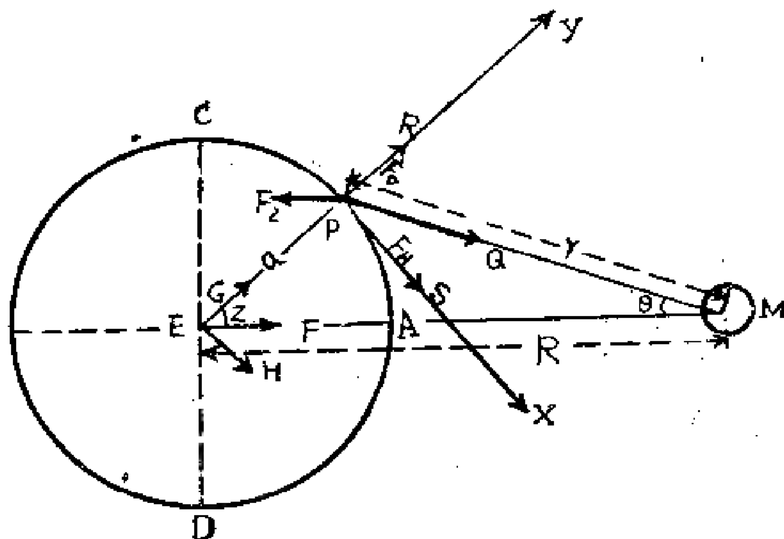


图 9-21 引潮力及其分力

$$F_H=\frac{3}{2}\cdot\frac{KMa}{R^3}\sin 2Z \tag{9-3.1}$$

$$F_V=\frac{KMa}{R^3}(3\cos^2 Z-1) \tag{9-3.2}$$

其中 a 是地球半徑; Z 是地—月中心联綫与 P 点—地心联綫的夾角(关于上述两式的証明,参閱附录一)。

利用式(9-3.1),可算出不同地点引潮力水平分量的大小:

(1) $Z=0$(A 点), $F_H=0$;

(2) 随 Z 之增加,水平分量随之变大;在 $Z=45°$ 的地方,水平分量达最大,即

$$F_H=\frac{3}{2}\cdot\frac{KMa}{R^3};$$

(3) $Z=90°$, $F_H=0$。

由上可推出,以 AB 直綫为对称軸的各点,引潮力水平分量大小相等,方向对称。

同样地,由式(9-3.2)可算出不同地点引潮力垂直分量的大小:

(1) $Z=0°$ (A 点), $F_V=\frac{2KMa}{R^3}$, 量值达最大, 方向是朝向月球;

(2) $Z=90°$(C 点), $F_V=\frac{-KMa}{R^3}$,量值比 A 点小一倍,方向朝向地心;

(3) $Z=54°44'$ $F_V=0$;

(4) $Z=180°$ (B 点), $F_V=\frac{2KMa}{R^3}$,量值同 A 点的,方向背向月球;

(5) $Z=270^\circ$ (D 点), $F_V=\frac{-KMa}{R^3}$,情况与 C 点同。

以直綫 AB 为对称軸的各点,引潮力垂直分量大小相等,方向对称。

据以上討論的結果,可将地球上单位质量的海水所受到的月球引力与惯性离心力的合力(引潮力)以及引潮力的分布,分别用图 9-22 和 23 表示出来。

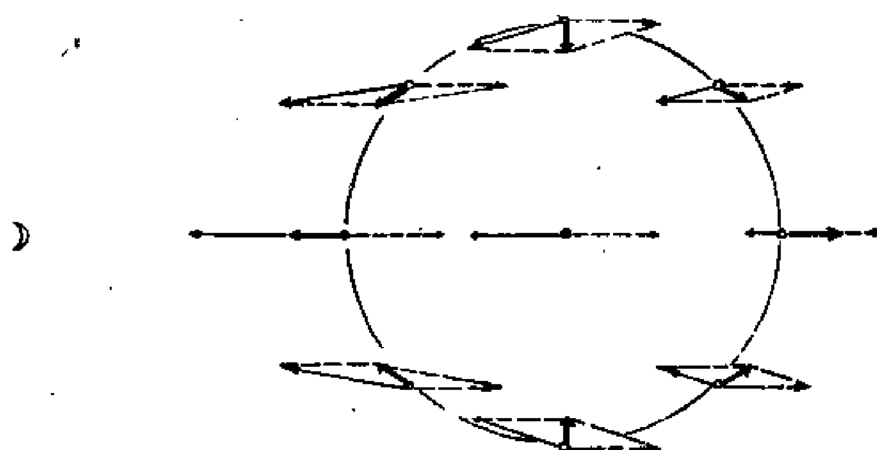


图 9-22 月球引力、惯性离心力和引潮力的分布

説明:

→ 月球引力

--→ 惯性离心力

→ 引潮力

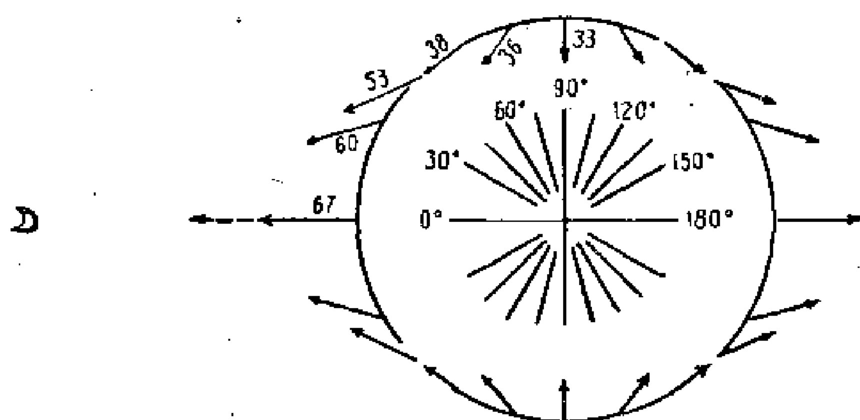


图 9-23 引潮力分布图

由上分析結果得到:月球在地球上的直射点(图 9-21A 点)和对蹠点(图中 B 点)出現高潮,即上中天和下中天时出現高潮;在距直射点 90° 处(图 C 和 D)出現低潮;在距直射点 54°44′、125°16′、234°44′ 和 305°16′ 等四处海水既不上升也不下落。将这些特殊点的海面連結起来,即得一椭圓,称为潮汐椭圓。椭圓的指向决定于月球,而与地球自轉无关。

类似上面的討論,可求得太阳引潮力的水平分量和垂直分量为

$$F'_H=\frac{3}{2}\frac{KSa}{R_1^3}\sin 2Z' \tag{9-3.3}$$

和

$$F'_V=\frac{KSa}{R_1^3}(3\cos^2 Z'-1) \tag{9-3.4}$$

其中 S 表太阳质量；Z' 是地—日中心联綫与 P' 点—地心联綫間的夹角；R_1 表地球中心到太阳中心的距离。

比較式 (9-3.2) 和 (9-3.4) 得

$$\frac{F_V}{F'_V}=\frac{M}{S}\left(\frac{R_1}{R}\right)^3$$

由天文学知道，$S=333,432E$；$M=0.01228E$；$R=384,400$公里$=60.27a$；$R_1=149,500,000$公里$=23,484a$。所以

$$F_V=2.17F'_V$$

这就是說，太阳引潮力的垂直分量較太阴引潮力的小一倍多。因此，在近似地討論潮汐现象时，仅用太阴引潮力来闡明之，而忽略太阳引潮力。

下面，我們将用上述的結果，解釋几种潮汐现象。

(一) 半日周期潮　假定月球在赤道上空，卽月球赤緯为 0°。这时的潮汐椭圓如图 9-24 所示，它的长軸指向月球。

这时，如有一观察者站在 A 处，就可看到高潮，但因地球的自轉，过四分之一天（太阴日），观察者到了 A_1，而看到低潮。又过四分之一天，来到 A_2，又看到高潮。再过四分之一天，到 A_3，又看到低潮。再过四分之一天，就回到原处，重見高潮。經过一天，看到了二个高潮和二个低潮。这就是半日周期潮。

由图又易看出，高潮高相等，低潮高也相等；从高潮到低潮和从低潮到高潮的时間也相等，都等于 0612；在赤道处，潮高最大，随緯度的增高而減小。

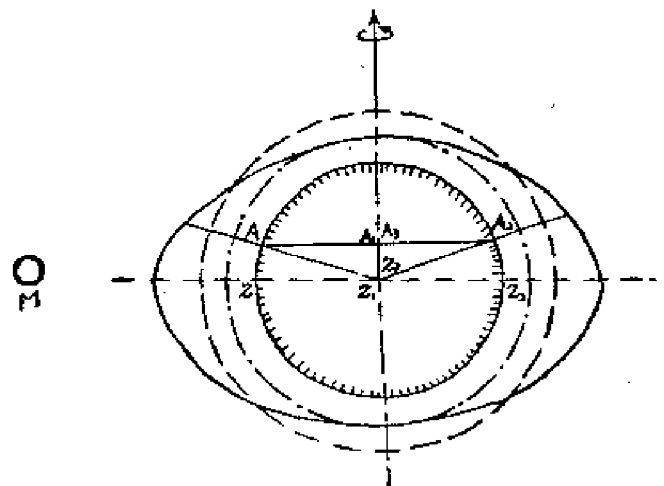


图 9-24　半日周期潮

說明：
—·—·—　原水面
————　月球潮汐椭圓
—··—··　低潮面

(二) 潮汐日不等現象和日周期潮　由于月球繞地球公轉时，赤緯有周期变化，所以就发生了潮汐日不等现象。图 9-25 表示月球到达赤緯最北时所引起的潮汐椭圓。

观察者在 Z 点时，可观察到高潮（第一次）。由于地球的自轉，經若干时間后，来到 Z_1，这时是低潮。到了 Z_2 的位置上，又观察到第二次高潮，但其潮高比第一次的

为低。这样，当月球赤緯不为零的时候，一天中两次高潮，在潮高上（二个潮差）就不相等了。其次，漲落潮时，也不等。从图 9-25 可看出，

$$\widehat{ZZ_1} > \widehat{Z_1Z_2}$$

地球上每一点都是以同一速度运动着，所以通过 $\widehat{ZZ_1}$ 的时間一定比通过 $\widehat{Z_1Z_2}$ 要来的长。所以由第一次高潮到第一次低潮的时間，就比由第一次低潮到第二次高潮的时間来得长。

在高緯度地方，当月球赤緯不为零的时候，潮汐就失去了半日周期潮的特性而显現出日周期潮的特征。例如图 9-25 中的 C 点，就是在一日之中只有一次高潮和一次低潮。

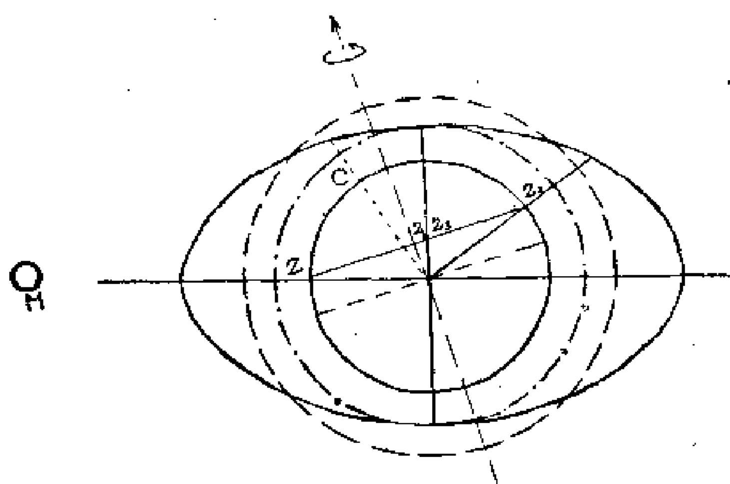


图 9-25 日潮不等和日周期潮

（三）大潮和小潮 地球海洋潮汐不仅是月球所引起的，太阳也能起一定的作用。所以月球和太阳在空間上相对位置的周期变化，就使得潮汐大小也发生了周期变化。图 9-26 表示出朔望大潮。这时，是假設太阳和月球在同一直綫上。分别用符号—··—··—和—·—·—

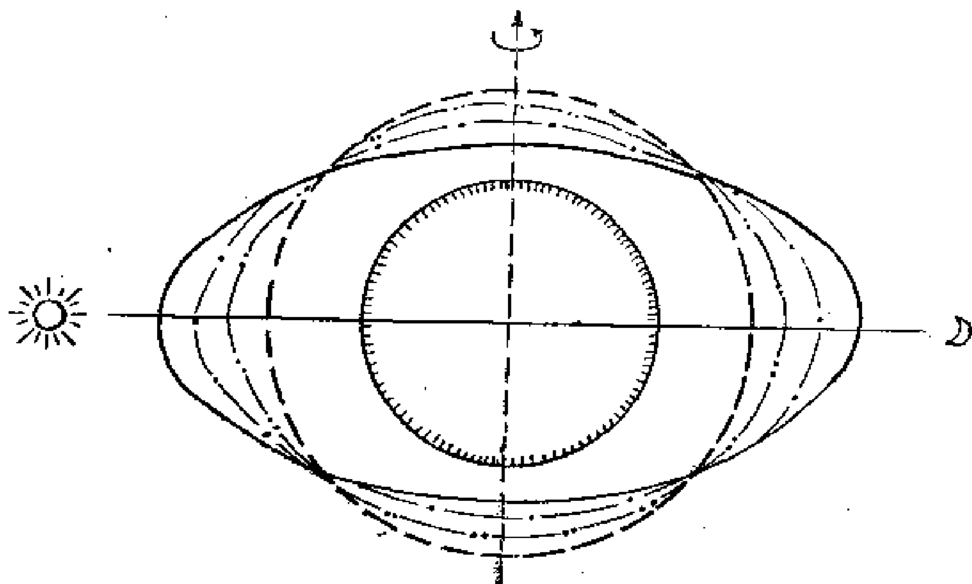


图 9-26 大潮

表示太阳潮汐椭圓和月球潮汐椭圓；符号——和－－－分别表示日月合成潮汐椭圓和原水面。在太阳和月球的直射点和对蹠点处，由于太阳和月球的潮汐椭圓的长軸的指向相同，所以这时水位升降达最大值，因而出現大潮。

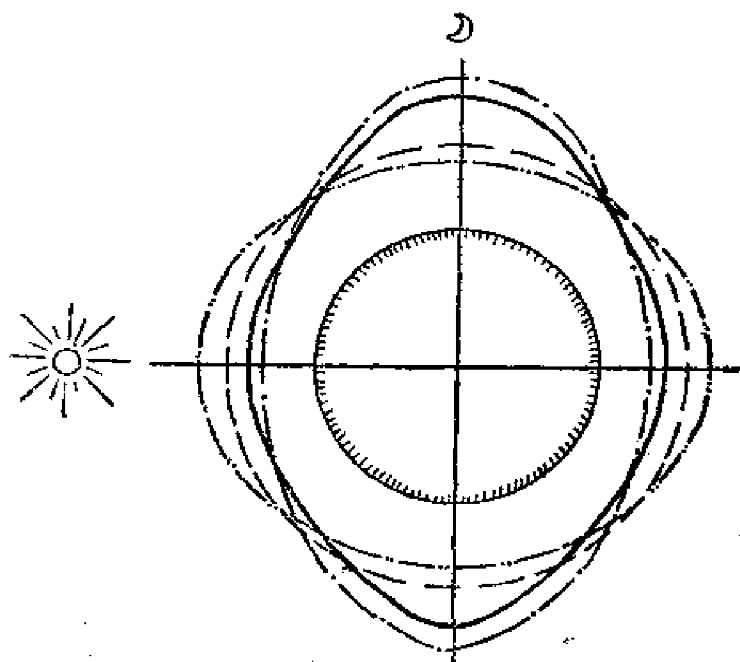


图 9-27 小潮

图 9-27 示出月球和太阳成直角时的潮汐，这时，两者的椭圓的长軸位于互相垂直的位置，所以潮汐变小了，出現小潮。

（四）半月周期潮、月周期潮和年周期潮 月球从朔望位置到与太阳成为直角的位置和从直角的位置到朔望位置所引起的潮汐大小变化，其周期为半个月，所以在半月中潮高不等，另一方面月球經过某地子午綫，每天落迟 48 分，所以其合成的潮汐曲綫每天也都不同，因此发生了潮汐的半月不等現象和半月周期潮。

此外，还有月不等与年不等現象。

月球繞地球旋轉的軌道为一椭圓，地球位于其内一个焦点上，当月球位于近地点时，亦即离地球最近（約为地球半徑的 57 倍），这时候的月球引潮力比位于远地点，即离地球最远（約为地球半徑的 63.7 倍）时的大 40%，所以一个月中潮汐大小将有变化。同样地在一年周期之中，当太阳距地球最近时，其引潮力要比远日点大 10%，这就使得潮汐大小有着年周期的变化。

以上叙述了潮汐发生的原因以及半日周期潮、日周期潮、日潮不等、大潮、小潮等現象的解釋，是用靜力学观点处理的。但事实上，潮汐現象是极端复杂的，往往致使靜力学的結論与实际情况不符。例如最大潮汐是在高緯而不在低緯；赤道上很多地方日不等現象很显著，而在欧洲許多港口虽地处高緯，但日不等現象却觉察不到；高潮并不一定出現在月球上下中天；理論值的潮差約为 80 厘米，显著地小于实測值，等等。为什么会理論与实际不符呢？很显然，因为这个理論有許多缺点。

1．认为地球表面全被大洋包圍，即假設沒有大陆的存在；

2．认为大洋中水圈隨时处于平衡状态；

3．假設海水运动不受惯性力和摩擦力的作用；

4．假設海底地形、深度的变化以及其他自然地理因素不会影响潮汐的大小等。

尽管这样，这种理論除可用来近似地解釋上述一些潮汐現象外，經某些改进，还可近似

地用来推算未来的潮汐。这就是我們还要加以介紹的原因之所在。

附 录 一

关于式(9-3.1)和式(9-3.2)的証明如下:

依图 9-21 所示的合力和分力的关系,可得

$$\overline{PR}=|PQ|\cos\angle QPR$$

$$=K\frac{M}{|PM|^2}\cos\angle QPR \tag{1}$$

$$\overline{PS}=|PQ|\sin\angle QPR$$

$$=K\frac{M}{|PM|^2}\sin\angle QPR \tag{2}$$

和

$$\overline{EG}=|EF|\cos\angle FEG$$

$$=K\frac{M}{|EM|^2}\cos\angle FEG \tag{3}$$

$$\overline{EH}=|EF|\sin\angle FEG$$

$$=K\frac{M}{|EM|^2}\sin\angle FEG \tag{4}$$

依引潮力定义,得

$$F=\overline{PQ}+\overline{PF_2}$$

又知

$$\overline{PF_2}=-\overline{EF}$$

于是

$$F=\overline{PQ}-\overline{EF}$$

依矢量分析原理,得月球引潮力的垂直分量和水平分量分别为

$$F_V=\overline{PR}-\overline{EG} \tag{5}$$

和

$$F_H=\overline{PS}-\overline{EH} \tag{6}$$

将式(1)、(3)和(2)、(4)分别代入式(5)和(6),得

$$F_V=KM\left[\frac{\cos\angle QPR}{|PM|^2}-\frac{\cos\angle FEG}{|EM|^2}\right]$$

和

$$F_H=KM\left[\frac{\sin\angle QPR}{|PM|^2}-\frac{\sin\angle FEG}{|EM|^2}\right]$$

令$|EM|=R$; $|PM|=\gamma$; $|EP|=a$; $\angle FEG=Z$,则上述两式变为

$$F_V=KM\left[\frac{\cos\angle QPR}{\gamma^2}-\frac{\cos Z}{R^2}\right] \tag{5'}$$

和

$$F_H=KM\left[\frac{\sin\angle QPR}{\gamma^2}-\frac{\sin Z}{R^2}\right] \tag{6'}$$

据图 9-21 所示的关系，得

$$\sin\angle QPR=\sin(\pi-\angle QPE)=\sin\angle QPE。\tag{7}$$

依正弦定律，得

$$\frac{\sin\angle QPE}{R}=\frac{\sin Z}{\gamma}$$

依余弦定律，得

$$\begin{aligned}\gamma^2&=R^2+a^2-2Ra\cos Z\\&=R^2\left[1+\frac{a^2}{R^2}-2\frac{a}{R}\cos Z\right]\end{aligned}\tag{8}$$

将上述两式代入式(7)于是，得

$$\sin\angle QPR=\frac{\sin Z}{\left[1+\frac{a^2}{R^2}-2\frac{a}{R}\cos Z\right]^{1/2}}\tag{9}$$

依三角学原理，即得

$$\begin{aligned}\cos\angle QPR&=\sqrt{1-\sin^2\angle QPR}\\&=\sqrt{1-\frac{R^2}{\gamma^2}\sin^2 Z}\\&=\sqrt{\frac{\left(\cos Z-\frac{a}{R}\right)^2}{\left[1-2\frac{a}{R}\cos Z+\frac{a^2}{R^2}\right]}}\\&=\frac{\cos Z-\frac{a}{R}}{\left[1-2\frac{a}{R}\cos Z+\frac{a^2}{R^2}\right]^{1/2}}\end{aligned}\tag{10}$$

将式(8)、(9)和(10)分别代入式(5′)和(6′)，得

$$\begin{aligned}F_V&=KM\left[\frac{\cos Z-\frac{a}{R}}{R^2\left(1-2\frac{a}{R}\cos Z+\frac{a^2}{R^2}\right)^{3/2}}-\frac{\cos Z}{R^2}\right]\\&=\frac{KM}{R^2}\left[\frac{\cos Z-\frac{a}{R}}{\left(1-2\frac{a}{R}\cos Z+\frac{a^2}{R^2}\right)^{3/2}}-\cos Z\right]\end{aligned}\tag{5″}$$

和

$$F_H=\frac{KM}{R^2}\left[\frac{\sin Z}{\left(1-2\frac{a}{R}\cos Z+\frac{a^2}{R^2}\right)^{3/2}}-\sin Z\right],\tag{6″}$$

因 $\frac{a}{R}=0.017$，所以，上面两式中的分母可展开为泰勒级数

$$\left(1-2\frac{a}{R}\cos Z+\frac{a^2}{R^2}\right)^{-3/2}=1+3\frac{a}{R}\cos Z+\frac{3}{2}\frac{a^2}{R^2}(5\cos^2 Z-1)+\frac{5}{2}\frac{a^3}{R^3}(7\cos^3 Z-3\cos Z)+\cdots\cdots$$

将上式代入式(5″)和(6″)后，并略去 $\frac{1}{R^5}$ 以上的各项，即得

$$F_V=\frac{KMa}{R^3}(3\cos^2 Z-1)+\frac{3}{2}\cdot\frac{KMa^2}{R^4}(5\cos^3 Z-3\cos Z)$$

和

$$F_H=\frac{3}{2}\cdot\frac{KMa}{R^3}\sin 2Z+\frac{3}{2}\cdot\frac{KMa^2}{R^4}(5\cos^2 Z-1)\sin Z$$

再略去上述两式右边第二項的次要部分，即得式(9-3.1)和(9-3.2)。

将与月球有关的各量値用与太阳有关的各量値澄换，即得式(9-3.3)和(9-3.4)。

§9-4 潮汐表的內容及其用法的說明

为滿足与海有关的各部門的需要，例如航运、海洋漁业、海洋养殖业，等等。每一个临海的国家，都对其各重要海港和海区进行潮汐观测，获得資料，再加以"潮汐的調和分析"，得出潮汐的調和常数，依此求得的調和常数就可預报相应海港和海区未来的潮汐情况。依理說，可以預报未来每天任意时刻的潮高，但在实际使用上并未必需要每时刻的潮高，也由于篇幅所限，故仅将每天的高低潮时及其所相应的高低潮高制成如表 9-1 所示的潮汐表，頒发給各有关单位使用。这就是說，潮汐表的內容只給出每天的高低潮时及其相应的高低潮高。

对使用单位来說，要能得知某海港未来的潮汐，借助于潮汐表是其中办法之一，因此，就要求能熟练应用潮汐表。为此，兹将使用潮汐表应熟知的几点叙述于下：

地球表面各处的日出和日落的时刻，据 §9-1（五）所述，是不相同的。由于所在地的經度不同，所采用的时間也就不同。因此，就必須事先看淸楚潮汐表上的說明，或从凡例中查知編制該表所用的时間是以甚么經度为标准計算的，如是以該地所属的时区标准經度为标准，則从表上查得的时間就是該地所用的时間，否則，則应依 §9-1 所列的公式予以换算，以便获得用該地时間来表示高低潮的时間。

表中所載的高低潮高数值，依照所用单位确定之。潮高的单位，有时并不象表 9-1 那样标明在每月的潮汐表上，这时，就应査閱說明或凡例中的叙述。

表上"××"符号，系指該天缺一次高潮或一次低潮；符号标在高潮栏中的，表示該天缺一次高潮，如在低潮栏中，則表示缺一次低潮。其原因是由于一个太阴日与一个太阳日不等而引起的。正如 §9-2 所述，潮汐的周期是一个太阴日的倍数，1224 或 2448，而一般却用一个太阳日(2400)来計算时間；如将两者制成图解，即如图 9-28 所示。从图上即可看出缺潮的原因。

图 9-28 中，$ac=ce=eg=gh=hi=ik=km=$ 一个太阳日，而 $aa_1=a_1a_2=a_2a_3=a_3a_4=a_4a_5=a_5a_6=$ 一个太阴日。图上所示的系为某海港的半日周期潮的潮汐曲綫的一部分。在第一天的起点 a 时为低潮。从图上得知，随着时間的增加，$bc>de>fg$，即每天的第二次高潮逐漸推迟，至第五天，其第二次高潮因推迟而"跨进"第六天，因而該天缺一次高潮。依此类推，在其后某些日子将再出現缺潮。

表 9-1 汕头(23°20N,116°45'E)1953年1月分潮汐表

日期	高潮 潮时	高潮 潮位	低潮 潮时	低潮 潮位
	时分	呎	时分	呎
1	××	××	0721	2.3
	1522	8.1	1957	6.2
2	0140	6.9	0759	2.3
	1600	8.1	2037	5.9
3	0230	6.8	0836	2.4
	1637	8.0	2120	5.7
4	0320	6.7	0912	2.5
	1715	8.0	2206	5.5
5	0413	6.5	0946	2.8
	1751	7.8	2255	5.2
6	0506	6.4	1023	3.3
	1825	7.7	2345	4.9
7	0603	6.3	1101	3.8
	1855	7.5	××	××
8	0703	6.3	0040	4.6
	1916	7.3	1143	4.4
9	0814	6.3	0133	4.3
	1843	7.2	1232	5.1
10	0932	6.5	0225	3.9
	1837	7.2	1336	5.7
11	1049	6.9	0315	3.5
	1902	7.3	1451	6.2
12	1158	7.3	0404	3.0
	1939	7.4	1603	6.5
13	1258	7.6	0452	2.6
	2023	7.5	1703	6.7
14	1348	7.9	0539	2.2
	2112	7.6	1756	6.7
15	1432	8.1	0626	1.8
	2205	7.5	1846	6.6
16	1514	8.2	0712	1.6
	2306	7.4	1932	6.3
17	××	××	0758	1.6
	1554	8.2	2019	5.9
18	0123	7.2	0844	1.8
	1631	8.1	2108	5.5
19	0327	7.2	0929	2.2
	1707	8.0	2159	5.0
20	0439	7.1	1016	2.8
	1743	7.9	2254	4.5
21	0547	7.0	1103	3.6
	1817	7.7	2353	4.0
22	0654	7.0	1156	4.4
	1848	7.5	××	××
23	0805	6.9	0055	3.6
	1914	7.3	1253	5.2
24	0919	7.0	0158	3.3
	1930	7.2	1402	5.8
25	1036	7.1	0300	3.1
	1915	7.0	1518	6.2
26	1149	7.3	0358	2.8
	1935	7.0	1624	6.4
27	1249	7.5	0450	2.7
	2013	6.9	1721	6.4
28	1337	7.7	0539	2.6
	2350	6.8	1810	6.3
29	××	××	0622	2.6
	1419	7.7	1855	6.1
30	0100	6.8	0702	2.6
	1452	7.8	1936	5.8
31	0152	6.8	0740	2.7
	1533	7.8	2017	5.5

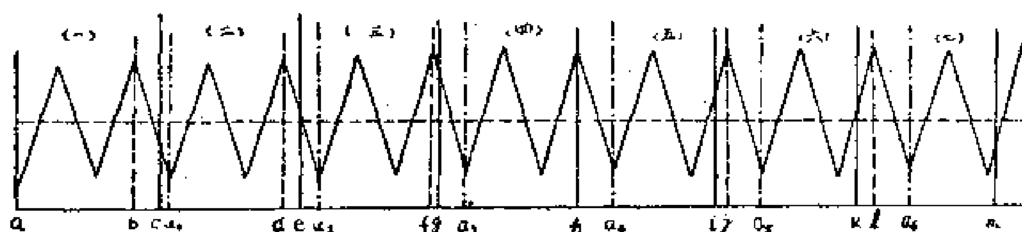


图 9-28 缺潮示意图

一个月若以 30 天計算，共为 720 小时，其值給 12.4 小时除，即得 58 个半日周期潮。由此得知，一个月应缺二次高潮和二次低潮。但一个月并不恰好为 30 天，有时为 31 天，有时为 28 (29)天，因此，在一个月內，缺潮的次数可能为 3—5 次。

一天內的第一次高(低)潮和第二次高(低)潮的排列并非規則地自表的左边到右边，所以在确定潮序时，应依潮时的先后确定之。

由于潮汐表所用的日序系为阳历，故不能依日期来直接确定大潮和小潮。这时，如有需要求知大潮和小潮的出現日期，应依大潮和小潮的表現形式确定之；較簡捷的办法是，可将高潮高的最大値和最小値的日期近似地分别定之为大潮和小潮的出現日期。

§9-5 推算潮时的簡易方法——八分算法

我国沿海漁民，在长期的海上劳动中，根据經驗，模索出計算每天高低潮时的办法，經总結归納，其表达式为

$$高潮时=(阴历日数-1)\times 0.8+平均高潮間隙, \tag{9-5.1}$$

和

$$低潮时=(阴历日数-1)\times 0.8+平均低潮間隙。 \tag{9-5.2}$$

上述两式虽源自經驗，但却頗具科学原理。其論证，参閱附录二。

为易于运用，玆先叙述使用时应注意的事項。

(一) 公式仅可用来推算正規半日潮的高低潮时。其应用地点，除表 9-2 中所載的均可使用外，还有附录“中国海的某些水文情况”中 §4 所述的其他正規半日潮地点；

(二) 如潮汐性质是海潮，则选用式(9-5.1)和(9-5.2)中任一式，都可算出高低潮时；若是江潮，则必須分别依式(9-5.1)和(9-5.2)算出高潮时和低潮时；

(三) 依公式算出的量值(T)，为使其較符合实际，在大潮期間須加改正値 0030，而在小潮期間，则須减改正値 0030。改正后的值，用 T_1 表示；

(四) 可依下列五个判别式确定 T_1 的潮时序数，并由此推出其余潮时。

1．$T_1<1136$ 时，可定之为第一次高(低)潮时；$T_2=T_1+1224$，定为第二次高(低)潮时；

2．$1136<T_1<1224$，可定之为第一(二)次高(低)潮时。因該天缺一次高(低)潮时；

3．$1224<T_1<2400$，可定之为第二次高(低)潮时；$T_2=T_1-1224$；定为第一次高(低)

表 9-2 中国沿岸若干地点的平均月潮間隙*

地点	平均高潮間隙	平均低潮間隙	性质
大連	1055①		海潮
营口	0540②		
大沽	0255②		
烟台	1025③		
威海	1050②		
石島	0210③		
青島	0500②		
連云港	0610③		
吳淞	0010③	0755	江潮
上海公园	0050③	0835	
南通	0340③	1125	
江阴	0510③	0055	
鎮江	0830③	0437	
南京	1100③	0700	
蕪湖	0200③	0845	
定海	0950③		海潮
福州	0030②		
厦門内港	0002②		
汕头	0150③		
香港	0912③		
温州	1029③		

潮时;

4．$2400 < T_1 < 2448$ 时，$T_2 = T_1 - 1224$，定为第一(二)次高(低)潮时。因該天也缺一次高(低)潮时;

5．$T_1 > 2448$，

$T_2 = T_1 - 2448$，定为第一次高(低)潮时;

$T_3 = T_2 + 1244$，定为第二次高(低)潮时。

(五) 根据算出的 T_1、T_2、T_3 等等数值的大小，列出高低潮时的順序表:

	高潮时	低潮时
第一次		
第二次		

* ① 是引自关重雄(1943)“大連港の潮位に就つ”日本海洋学会志 Vol.3，NO.1，
② 是引自小仓伸吉(1942)“潮汐”。岩波书店 东京
③ 是引自黄海水产研究所(1960)“海洋水产資源調查手册”。上海科学技术出版社

例：已知烟台港的平均高潮間隙为 1025，求阴历初一、初二、初八、十八、廿三等五天的高低潮时。

因烟台港的潮汐是属于海潮，故于此仅选取式(9-5.1)就可算出它的高低潮时。

(1) 計算初一的高低潮时

依式(9-5.1)

$$\text{高潮时}=(1-1)\times 0.8+1025$$
$$=1025$$

此值属于判别式(1)，故定为第一次高潮时。

$$\text{第二次高潮时}=1025+1224=2249$$
$$\text{第一次低潮时}=1025-0612=0413$$
$$\text{第二次低潮时}=0413+1224=1637$$

	高潮时	低潮时
第一次	1025	0413
第二次	2249	1637

(2) 求初二的高低潮时

依公式

$$\text{高潮时}=(2-1)\times 0.8+1025$$
$$=1113$$

这天系在大潮期間，故需改正，于是

$$T_1=1113+0030=1143$$

此值属于判别式(2)，故可定为第一次或第二次高潮时；因这天缺一次高潮时。

$$\text{第一次低潮时}=1143-0612=0531$$
$$\text{第二次低潮时}=1143+0612=1755$$

	高潮时	低潮时
第一次	1143	0531
第二次	××	1755

(3) 求初八的高低潮时

依公式

$$\text{高潮时}=(8-1)\times 0.8+1025$$
$$=1601$$

此值属于判别式(3)，故定为第二次高潮时。

$$\text{第一次高潮时}=1601-1224=0337$$
$$\text{第一次低潮时}=0337+0612=0949$$

第二次低潮时 = 1601 + 0612 = 2213

	高潮时	低潮时
第一次	0337	0949
第二次	1601	2213

(4) 求十八日的高低潮时

依公式

高潮时 = (18 − 1) × 0.8 + 1025 = 2401

此值属于判别式(4)，故可知这天缺一次高潮时。

第一(二)次高潮时 = 2401 − 1224 = 1137

第一次低潮时 = 1137 − 0612 = 0525

第二次低潮时 = 1749

	高潮时	低潮时
第一次	1137	0525
第二次	××	1749

(5) 求廿三日的高低潮时

依公式

高潮时 = (23 − 1) × 0.8 + 1025

= 2761

这天系在小潮期間，故需改正，于是

T_1 = 2761 − 0030 = 2731

此值属于判别式(5)，故

第一次高潮时 = 2731 − 2448 = 0243

第二次高潮时 = 0243 + 1224 = 1507

第一次低潮时 = 0243 + 0612 = 0855

第二次低潮时 = 0855 + 1224 = 2119

	高潮时	低潮时
第一次	0243	0855
第二次	1507	2119

附 录 二

据 §9-3 的結論知道，当月球經过該測站所在的子午綫的天頂或天底时，該子午綫上各处即发生高潮，即

高潮时 = 月球上(下)中天时刻。

又一个朔望月＝29.53059天，可近似地取为一个月30天。如将初一的月球上中天时刻近似地取为1224，则每一天的月球上中天时刻＝1224＋(阴历日数－1)×$\frac{360^\circ}{30}$。又依§9.1所述的經度数与时間数的换算关系，即得$\frac{360^\circ}{30}=12^\circ\approx48$分钟＝0.8小时。于是

$$高潮时=1224+(阴历日数-1)\times0.8$$

§9-3中已指出，月球上下中天并不恰好为高潮时，故为使之符合于实际情况而引入一改正項——平均高潮間隙。这样，上式就应写为

$$高潮时=1224+(阴历日数-1)\times0.8+平均高潮間隙。$$

因1224为一半日周期潮的周期，不予計算，仅关系到高潮序数，并不影响潮汐性质，故一般将它省略不計。于是即得式(9-5.1)。

同理，可导得式(9-5.2)。

§9-6 推算高低潮間任意时的潮高方法

推算某地任意时刻的潮高的方法有好几种，在这里，仅介紹利用潮汐表所載的高低潮时和高低潮高，来推算所求时系处在这两者之間的潮高的方法，即所謂“任意时的潮高算法”。

为便于推演，将潮汐曲線近似地假定为余弦曲綫，如图9-29所示。

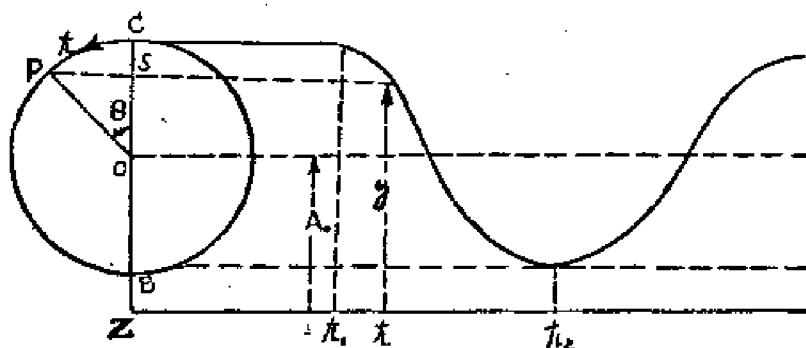


图 9-29

图中符号

$ZO=A_0=$平均海面高度；

$BO=OC=OP=\frac{R}{2}=$半潮差；

$ZC=H_1=$高潮高；　　$t_1=$高潮时；

$ZB=H_2=$低潮高；　　$t_2=$低潮时；

$\widehat{CPB}=t_2-t_1=$落潮时。

为下面推演和以后查算方便，再引进下面几个符号：

落潮时 $D=t_2-t_1$；　　潮差 $R=H_1-H_2$；

所求时刻 t 距高潮时 t_1 的时距 $I=t-t_1$。

现在的問題是，推算所求时 t 的潮高 y 的表达式。因为只要求得 y 的表达式，再由潮汐表上查得 H_1、H_2；t_1、t_2 等代入該式，就可算出时刻 t 的潮高 y。

依图所示，可得

$$y=ZO+OP\cos\theta \tag{9-6.1}$$

又

$$180^\circ:\theta=D:I$$

从上式解出的 θ 值代入式(9-6.1)，即得

$$y=ZO+OP\cos\left(\frac{I}{D}\times180^\circ\right)$$

将上式改写为

$$y=ZO+OC-OC+OP\cos\left(\frac{I}{D}\times180^\circ\right)$$

$$=ZC-OC\left[1-\cos\left(\frac{I}{D}\times180^\circ\right)\right]$$

将 $ZC=H_1$ 和 $OC=\frac{R}{2}$ 等代入上式，即得

$$y=H_1-\frac{R}{2}\left[1-\cos\left(\frac{I}{D}\times180^\circ\right)\right] \tag{9-6.2}$$

式(9-6.2)即为所欲求的表达式。依上所述，把各已知值代入上式，即可算出所求时刻 t 的潮高 y。

式(9-6.2)右边第二項，称为改正項，并用符号 C 表之。为便于实用，已对不同的 R、I 和 D 的各个量值算出相应的改正值，并列成表 9-3（甲)和(乙)。

須指出，式(9-6.2)是以高潮时为准而求得的，如不以此为准，而以低潮时为准，则可依同理求得

$$y=H_2+\frac{R}{2}\left[1-\cos\left(\frac{I}{D}\times180^\circ\right)\right] \tag{9-6.3}$$

但为避免計算上的差錯，通常是采用以高潮时为准来推算的。

下面我們就以高潮时为准，举一例来說明公式(9-6.2)的实际应用和推算的步驟。

例：求 1941 年 7 月 5 日 1900 青島港的潮高。

步驟一，从青島港潮汐表檢出 7 月 5 日的高低潮时和潮高并填入下表：

高潮		低潮	
时刻	潮位	时刻	潮位
0200	284	0815	124
1415	310	2100	76

表 9-8（甲） 求高低潮时間任意时的潮高用表

漲落潮时 D	所求时 t 距离高(低)潮时的时間 I(0005—0400)																				漲落潮时 D
03 30	0005	0011	0016	0021	0026	0032	0037	0042	0047	0053	0058	0103	0108	0114	0119	0124	0129	0135	0140	0145	03 30
40	0006	0011	0017	0022	0028	0033	0039	0044	0050	0055	0101	0106	0112	0117	0123	0128	0134	0139	0145	0150	40
03 50	0006	0012	0017	0023	0029	0035	0040	0046	0052	0058	0103	0109	0115	0121	0126	0132	0138	0144	0149	0155	03 50
04 00	0006	0012	0018	0024	0030	0036	0042	0048	0054	0100	0106	0112	0118	0124	0130	0136	0142	0148	0154	0200	04 00
10	0006	0013	0019	0025	0031	0038	0044	0050	0056	0103	0109	0115	0121	0128	0134	0140	0146	0153	0159	0205	10
20	0007	0013	0020	0026	0033	0039	0046	0052	0059	0105	0112	0118	0125	0131	0138	0144	0151	0157	0204	0210	20
30	0007	0014	0020	0027	0034	0041	0047	0054	0101	0108	0114	0121	0128	0135	0141	0148	0155	0202	0208	0215	30
40	0007	0014	0021	0028	0035	0042	0049	0056	0103	0110	0117	0124	0131	0138	0145	0152	0159	0206	0213	0220	40
04 50	0007	0015	0022	0029	0036	0044	0051	0058	0105	0113	0120	0127	0134	0142	0149	0156	0203	0211	0218	0225	04 50
05 00	0008	0015	0023	0030	0038	0045	0053	0100	0108	0115	0123	0130	0138	0145	0153	0200	0208	0215	0223	0230	05 00
10	0008	0016	0023	0031	0039	0047	0054	0102	0110	0118	0125	0133	0141	0149	0156	0204	0212	0220	0227	0235	10
20	0008	0016	0024	0032	0040	0048	0056	0104	0112	0120	0128	0136	0144	0152	0200	0208	0216	0224	0232	0240	20
30	0008	0017	0025	0033	0041	0050	0058	0106	0114	0123	0131	0139	0147	0156	0204	0212	0220	0229	0237	0245	30
40	0009	0017	0026	0034	0043	0051	0100	0108	0117	0125	0134	0142	0151	0159	0208	0216	0225	0233	0242	0250	40
05 50	0009	0018	0026	0035	0044	0053	0101	0110	0119	0128	0136	0145	0154	0203	0211	0220	0229	0238	0246	0255	05 50
06 00	0009	0018	0027	0036	0045	0054	0103	0112	0121	0130	0139	0148	0157	0206	0215	0224	0233	0242	0251	0300	06 00
10	0009	0019	0028	0037	0046	0056	0105	0114	0123	0133	0142	0151	0200	0210	0219	0228	0237	0247	0256	0305	10
20	0010	0019	0029	0038	0048	0057	0107	0116	0126	0135	0145	0154	0204	0213	0223	0232	0242	0251	0301	0310	20
30	0010	0020	0029	0039	0049	0059	0108	0118	0128	0138	0147	0157	0207	0217	0226	0236	0246	0256	0305	0315	30
40	0010	0020	0030	0040	0050	0100	0110	0120	0130	0140	0150	0200	0210	0220	0230	0240	0250	0300	0310	0320	40
06 50	0010	0021	0031	0041	0051	0102	0112	0122	0132	0143	0153	0203	0213	0224	0234	0244	0254	0305	0315	0325	06 50
07 00	0011	0021	0032	0042	0053	0103	0114	0124	0135	0145	0156	0206	0217	0227	0238	0248	0259	0309	0320	0330	07 00
10	0011	0022	0032	0043	0054	0105	0115	0126	0137	0148	0158	0209	0220	0231	0241	0252	0303	0314	0324	0335	10
20	0011	0022	0033	0044	0055	0106	0117	0128	0139	0150	0201	0212	0223	0234	0245	0256	0307	0318	0329	0340	20
30	0011	0023	0034	0045	0056	0108	0119	0130	0141	0153	0204	0215	0226	0238	0249	0300	0311	0323	0334	0345	30
40	0012	0023	0035	0046	0058	0109	0121	0132	0144	0155	0207	0218	0230	0241	0253	0304	0316	0327	0339	0350	40
07 50	0012	0024	0036	0047	0059	0111	0122	0134	0146	0158	0209	0221	0233	0245	0256	0308	0320	0332	0343	0355	07 50
08 00	0012	0024	0036	0048	0100	0112	0124	0136	0148	0200	0212	0224	0236	0248	0300	0312	0324	0336	0348	0400	08 00

潮差 R	高(低)潮高的改正数 C																				潮差 R
0.8	0.00	0.00	0.01	0.02	0.03	0.04	0.06	0.08	0.10	0.12	0.14	0.16	0.19	0.22	0.25	0.28	0.31	0.34	0.37	0.40	0.8
1.0	0.00	0.01	0.01	0.02	0.04	0.06	0.07	0.10	0.12	0.15	0.18	0.21	0.24	0.27	0.31	0.35	0.38	0.42	0.46	0.50	1.0
1.2	0.00	0.01	0.02	0.03	0.05	0.07	0.09	0.11	0.14	0.16	0.21	0.25	0.29	0.33	0.37	0.41	0.46	0.51	0.55	0.60	1.2
1.4	0.00	0.01	0.02	0.03	0.06	0.08	0.10	0.13	0.17	0.21	0.25	0.29	0.33	0.38	0.43	0.48	0.54	0.59	0.63	0.70	1.4
1.6	0.00	0.01	0.02	0.04	0.06	0.09	0.12	0.15	0.19	0.23	0.28	0.33	0.38	0.44	0.49	0.55	0.61	0.67	0.74	0.80	1.6
1.8	0.00	0.01	0.02	0.04	0.07	0.10	0.13	0.17	0.22	0.28	0.32	0.37	0.43	0.49	0.56	0.62	0.69	0.76	0.83	0.90	1.8
2.0	0.00	0.01	0.03	0.05	0.08	0.11	0.15	0.19	0.24	0.29	0.35	0.41	0.48	0.55	0.62	0.69	0.77	0.84	0.92	1.00	2.0
2.2	0.00	0.01	0.03	0.05	0.08	0.12	0.16	0.21	0.26	0.32	0.39	0.45	0.53	0.60	0.68	0.76	0.84	0.93	1.01	1.10	2.2
2.4	0.00	0.01	0.03	0.06	0.09	0.13	0.18	0.23	0.29	0.35	0.42	0.49	0.57	0.66	0.74	0.83	0.92	1.01	1.11	1.20	2.4
2.6	0.00	0.02	0.04	0.06	0.10	0.14	0.19	0.25	0.31	0.38	0.46	0.54	0.62	0.71	0.80	0.90	1.00	1.10	1.20	1.30	2.6
2.8	0.00	0.02	0.04	0.07	0.11	0.15	0.21	0.27	0.34	0.41	0.49	0.58	0.67	0.76	0.86	0.97	1.07	1.18	1.29	1.40	2.8
3.0	0.00	0.02	0.04	0.07	0.11	0.16	0.22	0.29	0.36	0.44	0.53	0.62	0.72	0.82	0.93	1.04	1.15	1.27	1.38	1.50	3.0
3.2	0.00	0.02	0.04	0.08	0.12	0.17	0.24	0.31	0.38	0.47	0.56	0.66	0.76	0.87	0.99	1.11	1.23	1.35	1.47	1.60	3.2
3.4	0.01	0.02	0.05	0.08	0.13	0.19	0.25	0.32	0.41	0.50	0.60	0.70	0.81	0.93	1.05	1.17	1.30	1.43	1.57	1.70	3.4
3.6	0.01	0.02	0.05	0.09	0.14	0.20	0.27	0.34	0.43	0.53	0.63	0.74	0.86	0.98	1.11	1.24	1.38	1.52	1.66	1.80	3.6
3.8	0.01	0.02	0.05	0.09	0.14	0.21	0.28	0.36	0.46	0.56	0.67	0.78	0.91	1.04	1.17	1.31	1.46	1.60	1.78	1.90	3.8
4.0	0.01	0.02	0.06	0.10	0.15	0.22	0.29	0.38	0.48	0.59	0.70	0.82	0.96	1.09	1.23	1.38	1.53	1.69	1.84	2.00	4.0
4.2	0.01	0.03	0.06	0.10	0.16	0.23	0.31	0.40	0.50	0.62	0.74	0.87	1.00	1.15	1.30	1.45	1.61	1.77	1.94	2.10	4.2
4.4	0.01	0.03	0.06	0.11	0.17	0.24	0.32	0.42	0.53	0.64	0.77	0.91	1.05	1.20	1.36	1.52	1.69	1.86	2.03	2.20	4.4
4.6	0.01	0.03	0.06	0.11	0.18	0.25	0.34	0.44	0.55	0.67	0.81	0.95	1.10	1.26	1.42	1.59	1.76	1.94	2.12	2.30	4.6
4.8	0.01	0.03	0.07	0.12	0.18	0.26	0.35	0.46	0.58	0.70	0.84	0.99	1.15	1.31	1.48	1.66	1.84	2.02	2.21	2.40	4.8
5.0	0.01	0.03	0.07	0.12	0.19	0.27	0.37	0.48	0.60	0.73	0.88	1.03	1.19	1.37	1.54	1.73	1.92	2.11	2.30	2.50	5.0
5.2	0.01	0.03	0.07	0.13	0.20	0.28	0.38	0.50	0.62	0.76	0.91	1.07	1.24	1.42	1.60	1.80	1.99	2.19	2.40	2.60	5.2
5.4	0.01	0.03	0.07	0.13	0.21	0.29	0.40	0.52	0.65	0.79	0.95	1.11	1.29	1.47	1.67	1.87	2.07	2.28	2.49	2.70	5.4
5.6	0.01	0.03	0.08	0.14	0.21	0.31	0.41	0.53	0.67	0.82	0.98	1.15	1.34	1.53	1.73	1.93	2.15	2.36	2.58	2.80	5.6
5.8	0.01	0.04	0.08	0.14	0.22	0.32	0.43	0.56	0.69	0.85	1.02	1.20	1.38	1.59	1.79	2.00	2.22	2.45	2.67	2.90	5.8
6.0	0.01	0.04	0.08	0.15	0.23	0.33	0.44	0.57	0.72	0.88	1.05	1.24	1.43	1.64	1.85	2.07	2.30	2.53	2.76	3.00	6.0
6.2	0.01	0.04	0.09	0.15	0.24	0.34	0.46	0.59	0.74	0.91	1.09	1.28	1.48	1.69	1.91	2.14	2.38	2.62	2.86	3.10	6.2
6.4	0.01	0.04	0.09	0.16	0.24	0.35	0.47	0.61	0.77	0.94	1.12	1.32	1.53	1.75	1.98	2.21	2.45	2.70	2.95	3.20	6.4
6.6	0.01	0.04	0.09	0.16	0.25	0.36	0.49	0.63	0.79	0.97	1.16	1.36	1.58	1.80	2.04	2.28	2.53	2.78	3.04	3.30	6.6
6.8	0.01	0.04	0.09	0.17	0.26	0.37	0.50	0.65	0.81	1.00	1.19	1.40	1.62	1.86	2.10	2.35	2.61	2.87	3.13	3.40	6.8
7.0	0.01	0.04	0.10	0.17	0.27	0.38	0.52	0.67	0.84	1.03	1.23	1.44	1.67	1.91	2.16	2.42	2.68	2.95	3.23	3.50	7.0
7.2	0.01	0.04	0.10	0.18	0.27	0.39	0.53	0.69	0.86	1.05	1.26	1.48	1.72	1.97	2.22	2.49	2.76	3.04	3.32	3.60	7.2
7.4	0.01	0.05	0.10	0.18	0.28	0.40	0.55	0.71	0.89	1.08	1.30	1.53	1.77	2.02	2.28	2.56	2.84	3.12	3.41	3.70	7.4
7.6	0.01	0.05	0.10	0.19	0.29	0.41	0.56	0.73	0.91	1.11	1.33	1.57	1.81	2.07	2.35	2.63	2.91	3.21	3.50	3.80	7.6
7.8	0.01	0.05	0.11	0.19	0.30	0.43	0.57	0.74	0.93	1.14	1.37	1.61	1.86	2.13	2.41	2.69	2.99	3.29	3.59	3.90	7.8
8.0	0.01	0.05	0.11	0.20	0.30	0.44	0.59	0.76	0.95	1.17	1.40	1.65	1.91	2.18	2.47	2.76	3.07	3.37	3.69	4.00	8.0
8.2	0.01	0.05	0.11	0.20	0.31	0.45	0.60	0.78	0.98	1.20	1.44	1.69	1.96	2.24	2.53	2.83	3.14	3.46	3.78	4.10	8.2
8.4	0.01	0.05	0.12	0.21	0.32	0.46	0.62	0.80	1.01	1.23	1.47	1.73	2.01	2.29	2.59	2.90	3.22	3.54	3.87	4.20	8.4
8.6	0.01	0.05	0.12	0.21	0.33	0.47	0.63	0.82	1.03	1.26	1.51	1.77	2.05	2.35	2.65	2.97	3.30	3.63	3.96	4.30	8.6
8.8	0.01	0.05	0.12	0.22	0.33	0.48	0.65	0.84	1.05	1.29	1.54	1.81	2.10	2.40	2.72	3.04	3.37	3.71	4.06	4.40	8.8
9.0	0.01	0.06	0.12	0.22	0.34	0.49	0.66	0.86	1.08	1.32	1.58	1.85	2.15	2.46	2.78	3.11	3.45	3.80	4.15	4.50	9.0

表 9-3（乙） 求高低潮时间任意时的潮高用表

涨落潮时 D	所求时 t 距离高(低)潮时的时间 I (0145—0748)																				涨落潮时 D
03 30	0145	0150	0155	0201	0206	0211	0216	0222	0227	0232	0237	0243	0248	0253	0258	0304	0309	0314	0319	0325	03 30
40	0150	0155	0201	0206	0212	0217	0223	0228	0234	0239	0245	0250	0256	0301	0307	0312	0318	0323	0329	0334	40
03 50	0155	0201	0206	0212	0218	0224	0229	0235	0241	0247	0252	0258	0304	0310	0315	0321	0327	0333	0338	0344	03 50
04 00	0200	0206	0212	0218	0224	0230	0236	0242	0248	0254	0300	0306	0312	0318	0324	0330	0336	0342	0348	0354	04 00
10	0205	0211	0217	0224	0230	0236	0242	0249	0255	0301	0307	0314	0320	0326	0332	0339	0345	0351	0357	0404	10
20	0210	0216	0223	0229	0236	0242	0249	0255	0302	0308	0315	0321	0328	0334	0341	0347	0354	0400	0407	0413	20
30	0215	0222	0228	0235	0242	0249	0255	0302	0309	0316	0322	0329	0336	0343	0349	0356	0403	0410	0416	0423	30
40	0220	0227	0234	0241	0248	0255	0302	0309	0316	0323	0330	0337	0344	0351	0358	0405	0412	0419	0426	0433	40
04 50	0225	0232	0239	0247	0254	0301	0308	0316	0323	0330	0337	0345	0352	0359	0406	0414	0421	0428	0435	0443	04 50
05 00	0230	0237	0245	0252	0300	0307	0315	0322	0330	0337	0345	0352	0400	0407	0415	0422	0430	0437	0445	0452	05 00
10	0235	0243	0250	0258	0306	0314	0321	0329	0337	0345	0352	0400	0408	0416	0423	0431	0439	0447	0454	0502	10
20	0240	0248	0256	0304	0312	0320	0328	0336	0344	0352	0400	0408	0416	0424	0432	0440	0448	0456	0504	0512	20
30	0245	0253	0301	0310	0318	0326	0334	0343	0351	0359	0407	0416	0424	0432	0440	0449	0457	0505	0513	0522	30
40	0250	0258	0307	0315	0324	0332	0341	0349	0358	0403	0415	0423	0432	0440	0449	0457	0506	0514	0523	0531	40
05 50	0255	0304	0312	0321	0330	0339	0347	0356	0405	0414	0422	0431	0440	0449	0457	0506	0515	0524	0532	0541	05 50
06 00	0300	0309	0318	0327	0336	0345	0354	0403	0412	0421	0430	0439	0448	0457	0506	0515	0524	0533	0542	0551	06 00
10	0305	0314	0323	0333	0342	0351	0400	0410	0419	0428	0437	0447	0456	0505	0514	0524	0533	0542	0551	0601	10
20	0310	0319	0329	0338	0348	0357	0407	0416	0426	0435	0445	0454	0504	0513	0523	0532	0542	0551	0601	0610	20
30	0315	0325	0334	0344	0354	0404	0413	0423	0433	0443	0452	0502	0512	0522	0531	0541	0551	0601	0610	0620	30
40	0320	0330	0340	0350	0400	0410	0420	0430	0440	0450	0500	0510	0520	0530	0540	0550	0600	0610	0620	0630	40
06 50	0325	0335	0345	0356	0406	0416	0426	0437	0447	0457	0507	0518	0528	0538	0548	0559	0609	0619	0629	0640	06 50
07 00	0330	0340	0351	0401	0412	0422	0433	0443	0454	0504	0515	0525	0536	0546	0557	0607	0618	0628	0639	0649	07 00
10	0335	0346	0356	0407	0418	0429	0439	0450	0501	0512	0522	0533	0544	0555	0605	0616	0627	0638	0648	0659	10
20	0340	0351	0402	0413	0424	0435	0446	0457	0508	0519	0530	0541	0552	0603	0614	0625	0636	0647	0658	0709	20
30	0345	0356	0407	0419	0430	0441	0452	0504	0515	0526	0537	0549	0600	0611	0622	0634	0645	0656	0707	0719	30
40	0350	0401	0413	0424	0436	0447	0459	0510	0522	0533	0545	0556	0608	0619	0631	0642	0654	0705	0717	0728	40
07 50	0355	0407	0418	0430	0442	0454	0505	0517	0529	0541	0552	0604	0616	0628	0639	0651	0703	0715	0726	0738	07 50
08 00	0400	0412	0424	0436	0448	0500	0512	0524	0536	0548	0600	0612	0624	0636	0648	0700	0712	0724	0736	0748	08 00

潮差 R	高(低)潮高的改正数 C																				潮差 R
0.8	0.40	0.43	0.46	0.49	0.52	0.55	0.58	0.61	0.64	0.66	0.68	0.70	0.72	0.74	0.76	0.77	0.78	0.79	0.80	0.80	0.8
1.0	0.50	0.54	0.58	0.62	0.65	0.69	0.73	0.76	0.79	0.82	0.85	0.88	0.90	0.93	0.95	0.96	0.98	0.99	0.99	1.00	1.0
1.2	0.60	0.65	0.69	0.74	0.79	0.83	0.87	0.91	0.95	0.99	1.02	1.06	1.09	1.11	1.13	1.15	1.17	1.18	1.19	1.20	1.2
1.4	0.70	0.75	0.81	0.86	0.92	0.97	1.02	1.07	1.11	1.15	1.19	1.23	1.27	1.30	1.32	1.35	1.37	1.38	1.39	1.40	1.4
1.6	0.80	0.86	0.93	0.99	1.05	1.11	1.16	1.22	1.27	1.32	1.37	1.41	1.45	1.48	1.51	1.54	1.56	1.58	1.59	1.60	1.6
1.8	0.90	0.97	1.04	1.11	1.18	1.24	1.31	1.37	1.43	1.48	1.54	1.58	1.63	1.67	1.70	1.73	1.76	1.78	1.79	1.80	1.8
2.0	1.00	1.08	1.16	1.23	1.31	1.38	1.45	1.52	1.59	1.65	1.71	1.76	1.81	1.85	1.89	1.92	1.95	1.97	1.99	2.00	2.0
2.2	1.10	1.19	1.27	1.36	1.44	1.52	1.60	1.67	1.75	1.81	1.88	1.94	1.99	2.04	2.08	2.12	2.15	2.17	2.19	2.20	2.2
2.4	1.20	1.29	1.39	1.48	1.57	1.66	1.74	1.83	1.91	1.98	2.05	2.11	2.17	2.22	2.27	2.31	2.34	2.37	2.39	2.40	2.4
2.6	1.30	1.40	1.50	1.60	1.70	1.80	1.89	1.98	2.06	2.14	2.22	2.29	2.35	2.41	2.46	2.50	2.54	2.56	2.58	2.60	2.6
2.8	1.40	1.51	1.62	1.73	1.83	1.94	2.04	2.13	2.22	2.31	2.39	2.46	2.53	2.59	2.65	2.69	2.73	2.76	2.78	2.80	2.8
3.0	1.50	1.62	1.73	1.85	1.96	2.07	2.18	2.28	2.38	2.47	2.56	2.64	2.71	2.78	2.84	2.89	2.93	2.96	2.98	3.00	3.0
3.2	1.60	1.73	1.85	1.97	2.09	2.21	2.33	2.44	2.54	2.64	2.73	2.82	2.89	2.96	3.03	3.08	3.12	3.16	3.18	3.20	3.2
3.4	1.70	1.83	1.97	2.10	2.23	2.35	2.47	2.59	2.70	2.80	2.90	2.99	3.08	3.15	3.21	3.27	3.32	3.35	3.38	3.39	3.4
3.6	1.80	1.94	2.08	2.22	2.36	2.49	2.62	2.74	2.86	2.97	3.07	3.17	3.26	3.33	3.40	3.46	3.51	3.55	3.58	3.59	3.6
3.8	1.90	2.05	2.20	2.34	2.49	2.63	2.76	2.89	3.02	3.13	3.24	3.34	3.44	3.52	3.59	3.66	3.71	3.75	3.78	3.79	3.8
4.0	2.00	2.16	2.31	2.47	2.62	2.77	2.91	3.05	3.18	3.30	3.41	3.52	3.62	3.71	3.78	3.85	3.90	3.94	3.98	3.99	4.0
4.2	2.10	2.26	2.43	2.59	2.75	2.90	3.05	3.20	3.33	3.46	3.58	3.70	3.80	3.89	3.97	4.04	4.10	4.14	4.17	4.19	4.2
4.4	2.20	2.37	2.54	2.71	2.88	3.04	3.20	3.35	3.49	3.63	3.76	3.87	3.98	4.08	4.16	4.23	4.29	4.34	4.37	4.39	4.4
4.6	2.30	2.48	2.66	2.84	3.01	3.18	3.34	3.50	3.65	3.79	3.93	4.05	4.16	4.26	4.35	4.42	4.49	4.54	4.57	4.59	4.6
4.8	2.40	2.59	2.78	2.96	3.14	3.32	3.49	3.65	3.81	3.96	4.10	4.22	4.34	4.45	4.54	4.62	4.68	4.73	4.77	4.79	4.8
5.0	2.50	2.70	2.89	3.08	3.27	3.46	3.64	3.81	3.97	4.12	4.27	4.40	4.52	4.63	4.73	4.81	4.88	4.93	4.97	4.99	5.0
5.2	2.60	2.80	3.01	3.21	3.40	3.60	3.78	3.96	4.13	4.29	4.44	4.58	4.70	4.82	4.92	5.00	5.07	5.13	5.17	5.19	5.2
5.4	2.70	2.91	3.12	3.33	3.53	3.73	3.93	4.11	4.29	4.45	4.61	4.75	4.88	5.00	5.11	5.19	5.27	5.33	5.37	5.39	5.4
5.6	2.80	3.02	3.24	3.45	3.67	3.87	4.07	4.20	4.45	4.62	4.78	4.93	5.07	5.19	5.29	5.39	5.46	5.52	5.57	5.59	5.6
5.8	2.90	3.13	3.35	3.58	3.80	4.01	4.22	4.42	4.60	4.78	4.95	5.11	5.25	5.37	5.48	5.58	5.66	5.72	5.76	5.79	5.8
6.0	3.00	3.24	3.47	3.70	3.93	4.15	4.36	4.57	4.76	4.95	5.12	5.28	5.43	5.56	5.67	5.77	5.85	5.92	5.96	5.99	6.0
6.2	3.10	3.34	3.58	3.82	4.06	4.29	4.51	4.72	4.92	5.11	5.29	5.46	5.61	5.74	5.86	5.96	6.05	6.11	6.16	6.19	6.2
6.4	3.20	3.45	3.70	3.95	4.19	4.42	4.65	4.87	5.08	5.28	5.46	5.63	5.79	5.93	6.05	6.16	6.24	6.31	6.36	6.39	6.4
6.6	3.30	3.56	3.82	4.07	4.32	4.56	4.80	5.02	5.24	5.44	5.63	5.81	5.97	6.11	6.24	6.35	6.44	6.51	6.56	6.59	6.6
6.8	3.40	3.67	3.93	4.19	4.45	4.70	4.94	5.18	5.40	5.61	5.80	5.99	6.15	6.30	6.43	6.54	6.63	6.71	6.76	6.79	6.8
7.0	3.50	3.77	4.05	4.32	4.58	4.84	5.09	5.33	5.56	5.77	5.97	6.16	6.33	6.48	6.62	6.73	6.83	6.90	6.96	6.99	7.0
7.2	3.60	3.88	4.16	4.44	4.71	4.98	5.23	5.48	5.72	5.94	6.15	6.34	6.51	6.67	6.81	6.93	7.02	7.10	7.16	7.19	7.2
7.4	3.70	3.99	4.28	4.56	4.84	5.12	5.38	5.63	5.87	6.10	6.32	6.51	6.69	6.86	7.00	7.12	7.22	7.30	7.35	7.39	7.4
7.6	3.80	4.10	4.39	4.69	4.97	5.25	5.53	5.79	6.03	6.27	6.49	6.69	6.87	7.04	7.19	7.31	7.41	7.50	7.55	7.59	7.6
7.8	3.90	4.21	4.51	4.81	5.11	5.39	5.67	5.94	6.19	6.43	6.66	6.87	7.06	7.23	7.37	7.50	7.61	7.69	7.75	7.79	7.8
8.0	4.00	4.32	4.63	4.93	5.24	5.53	5.82	6.09	6.35	6.60	6.83	7.04	7.24	7.41	7.56	7.70	7.80	7.89	7.95	7.99	8.0
8.2	4.10	4.42	4.74	5.06	5.37	5.67	5.96	6.24	6.51	6.76	7.00	7.22	7.42	7.60	7.75	7.89	8.00	8.09	8.15	8.19	8.2
8.4	4.20	4.53	4.86	5.18	5.50	5.81	6.11	6.39	6.67	6.93	7.17	7.39	7.60	7.78	7.94	8.08	8.19	8.28	8.35	8.39	8.4
8.6	4.30	4.64	4.97	5.30	5.63	5.95	6.25	6.55	6.83	7.09	7.34	7.57	7.78	7.97	8.13	8.27	8.39	8.48	8.55	8.59	8.6
8.8	4.40	4.75	5.09	5.43	5.76	6.08	6.40	6.70	6.99	7.26	7.51	7.75	7.96	8.15	8.32	8.47	8.58	8.68	8.75	8.79	8.8
9.0	4.50	4.86	5.20	5.55	5.89	6.22	6.54	6.85	7.15	7.42	7.68	7.92	8.14	8.34	8.51	8.66	8.78	8.88	8.94	8.99	9.0

为醒目起見，将在 1900 前后的高低潮时和高潮，用 ⬚ 标出。

步驟二，求 I

$$I=1900-1415=0445$$

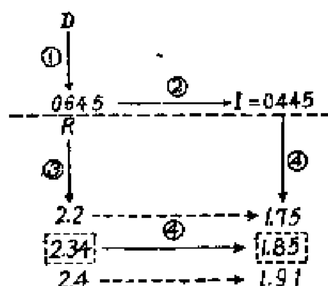
步驟三，求 D

$$D=2100-1415=0645$$

步驟四，求 R

$$R=310-76=234$$

步驟五，根据 I、D 和 R 等值，依下图所示步驟①、②、③和④，从表 9-3（甲）或（乙）查得改正值 C。



結果得，$C=1.85$ 米$=185$ 厘米。

在从表 9-3 查 C 时須留意：(1) 表中所載的潮差值的单位为米，所以从潮汐表算得的 R 值也須化为同一单位：米；(2) 如所算得的 R 值是表中所沒有的，就应按內插法求取 C 值。本例就是这样。

步驟六，将从表 9-3 查得的 C 值和从潮汐表中查得的 H_1 代入式(9-6.2)即得所求的量值。

$$y=310-185=125 \text{ 厘米}$$

§9-7　潮　流

从理論上說，潮流和潮汐（狹义的）是一对孿生子，因此，凡有潮汐的海区，就必有相应的潮流。所以两者間就有其內部的联系：其一、周期相同（无潮点除外）；其二、在前进潮波中最大潮流速度(V)与潮差(R)間有如下的关系式：

$$V=\frac{R}{2}\sqrt{\frac{g}{h}} \tag{9-7.1}$$

式中 g 和 h 分别表示重力加速度和水深。

在 §7-1 已提及，潮流是海水具有約 12 小时或 24 小时的周期性变化的水平流动；严格說来，其周期为 1224 或 2448。

海水质点一开始运动，就受地球偏轉力等等原因的作用，形成了如图 9-30 或 31 所示的旋轉流。但在运动过程中若受到地形或其他原因的影响，則形成了如图 9-32 或 33 所示的来复流。显然，旋轉流是潮流的普遍型式，而来复流則系一特殊形式。由此可知，旋轉流和来复流的出现地点是不同的，一般来說，前者出现在距陆岸較远、海域較大的海区，而后者則出现在近岸海区、湾口和海峽等处。

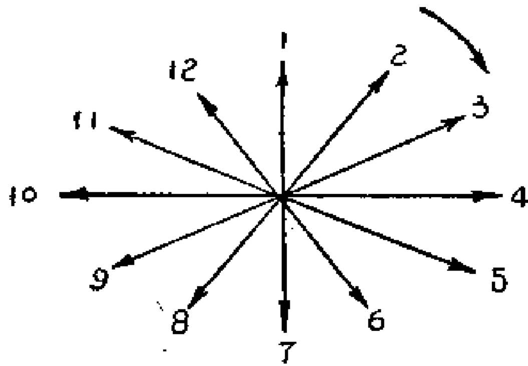


图 9-30 半日周期的旋轉流

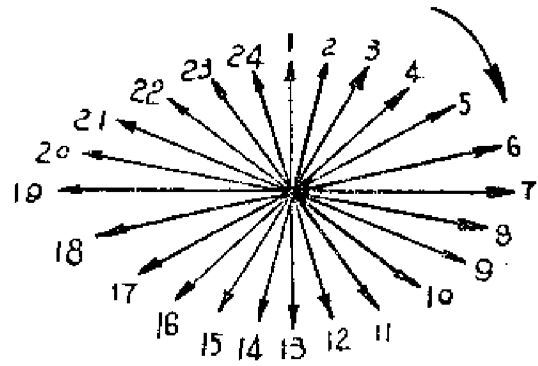


图 9-31 日周期的旋轉流

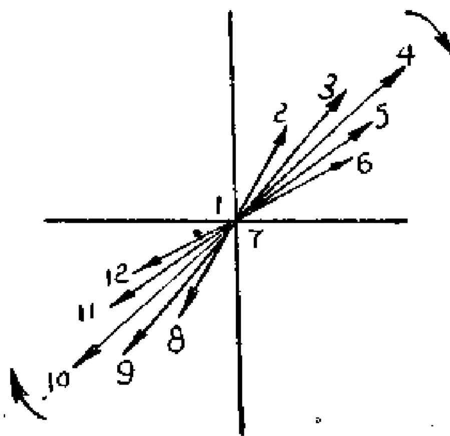


图 9-32 半日周期的来复流

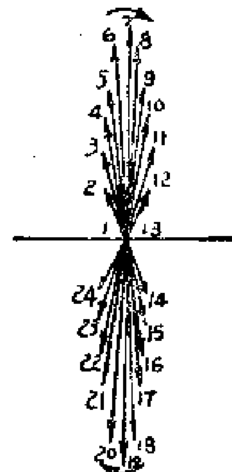


图 9-33 日周期的来复流

由上述四图可看出，不論是旋轉流或是来复流，其流速和流向都有周期性的变化，但两者也有不同之点：其一，旋轉流在一个周期內流向改变 360°，而来复流則不遍及 360°；其二，旋轉流的流速在一周期內均不为零，而来复流的流速則有两次接近于零。

一般把流速小于 0.1 节定义为憩流。憩流时間的长度依地点与潮流大小而异。据調査得知，流速与憩流的时間长度有如表 9-4 所示的关系。

表 9-4 流速与憩流时間的关系

流速(节)	1	2	3	4	5	6	8	10
憩流(分)	24	12	8	6	5	4	3	2

出現憩流的时間与潮时，在理論上一般有如下关系：在海峽和距陆岸較远且广闊的海区，憩流发生在半潮时；在港湾和悬崖前面的海区，則发生在高低潮时。但实际上，憩流的出現时間一般是在上述时刻前后半小时到一小时之間。

潮流与海流另一不同点是：潮流的流速随深度的递减率較海流的为慢。例如，朝鮮水产試驗場于 1924 年 7 月 28—29 日在蔚山和釜山之間距岸 10 浬处进行測流，經分离得到的結

果如下。

表 9-5 海流和潮流的流速随深度的递减

水 深 (米)	5	50
海流流速(节)	1.5	1.0
潮流流速(节)	0.9	0.9

潮流流速随深度而减慢,除与深度有关外,还与其表层流速的大小有关;大者,減得慢,反之,則減得快。

一般而言,在潮流强的海峽的底部,不論水深大小,为岩石底;潮流弱的,为沙底;极弱的,为泥底。此一知識,于船舶选擇錨碇地点是有用的。

由于潮流的周期性变化将导致水溫和盐度等水文要素,甚至浮游生物亦随之作相应的变化。例如,图 9-34 所示的是在中国海某測站进行定点連續观测所得的結果。由图看出,氯度的变化周期与潮流是一致的;当潮流为东北流时,氯度上升,西南流时氯度下降,极值出現于潮流向南或向北流动、流速最小的时刻;表层氯度的日較差竟达 1.4‰(即約盐度 2.5‰)。这是在有潮海区进行海洋調查常会遇到的現象,故务須注意。

潮流的实用意义是很大的,它关系到航运、养殖业和定置网具、漁业等等。例如于海水中养殖海带等,由于海水中缺少某种营养盐类或含量不足时,需用人工施肥以补充。为了有成效地进行,就需依潮流的性质选定施肥的地点和时間;流向决定地点,流速决定时間。又如某种定置的張网(鐔子网等)只可按置在来复流显著的海区,其起网时間又依憩流而定。

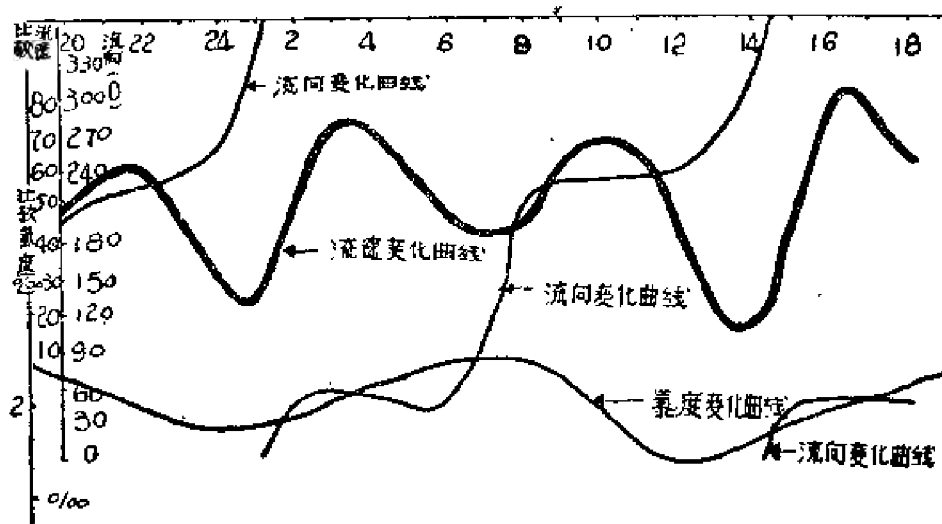


图 9-34 潮流所致的氯度变化周期

§9-8 海流和潮流的分离

§7-1 已指出,海流和潮流同是海水的水平流动,且在有潮海区,两者常是同时存在。由

表 9-6 海流和潮流分离表

緯度：　　　經度：　　　层次：　　　观测日期：

整小时	流 流速 W (厘米/秒)	流向 θ	流的分解 东分 $V=W\sin\theta$	流的分解 北分 $U=W\cos\theta$	潮流 东分 $V^n=V-\frac{1}{24}\Sigma V$	潮流 北分 $U^n=U-\frac{1}{24}\Sigma U$	半日潮流 东分 $\frac{V^n+V^{n+12}}{2}$	半日潮流 北分 $\frac{U^n+U^{n+12}}{2}$	日潮流 东分 $\frac{V^n-V^{n+12}}{2}$	日潮流 北分 $\frac{U^n-U^{n+12}}{2}$
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
0	11	124	9	−6	2	3	−1	0	3	2
1	27	158	10	−25	3	−16	−1	−17	4	1
2	35	181	0	−35	−7	−26	−12	−20	5	−6
3	29	181	−1	−29	−8	−20	−10	−20	2	0
4	34	154	15	−31	8	−22	5	−22	3	0
5	30	119	26	−15	19	−6	18	−10	2	4
6	19	100	18	−5	11	4	11	2	0	2
7	11	101	11	−2	4	7	4	6	0	0
8	7	85	7	1	0	10	2	11	−2	−1
9	8	15	2	8	−5	17	−6	21	2	−4
10	11	31	6	9	−1	18	−9	23	8	−5
11	15	39	9	12	2	21	−4	26	6	−5
12	11	164	3	−11	−4	−2	−1	0	−3	−2
13	27	176	2	−27	−5	−18	−1	−17	−4	−1
14	25	205	−11	−23	−18	−14	−12	−20	−5	6
15	31	191	−6	−30	−13	−21	−10	−20	−2	0
16	33	164	9	−32	2	−23	5	−22	−3	0
17	32	135	23	−23	16	−14	18	−10	−2	−4
18	20	117	18	−9	11	0	11	2	0	−2
19	12	106	12	−3	[illegible]	6	4	6	0	0
20	10	75	10	3	3	12	2	11	2	1
21	16	356	−1	16	−8	25	−6	21	−2	4
22	21	336	−9	19	−17	28	−9	23	−8	5
23	22	351	−3	22	−10	31	−4	26	−6	5
		Σ	159	−216						
		$\frac{1}{24}\Sigma$	7	−9						

海流流速 $=\sqrt{7^2+(-9)^2}=11$ 厘米/秒。

海流流向 $=\mathrm{tg}^{-1}\frac{7}{-9}=142^\circ$。

于两者对海水温度、盐度等水文要素、海洋生物、渔业以及航运等的作用不同，故有必要采取某种办法予以分离。

将海流和潮流分离开的方法虽有好几种，但其原理都是同一的，即假定潮流是对称的周期性运动。

于此，仅介紹其中的一种方法。

分离步驟：

（一） 把测得的流，一一填入表 9-6 中第一栏内，并分解为东分流和北分流；

（二） 求出东分流和北分流的总和（Σ）后，再經一些运算，即可算出海流的流速和流向；

（三） 根据第 6 和第 7 栏所示的算式，計算潮流的东分流和北分流；

（四） 根据公式$\frac{V^n+V^{n+12}}{2}$和$\frac{U^n+U^{n+12}}{2}$，可分别算出半日潮流的东分流和北分流；

（五） 根据公式$\frac{V^n-V^{n+12}}{2}$和$\frac{U^n-U^{n+12}}{2}$，可分别算出日周期潮流的东分流和北分流。

如果观测記录不是整小时的，应将观测的記录整理分解为东分流（V）和北分流（U），并分别画出其曲綫，然后再从曲綫中檢出每整太阳时的东分流和北分流填入表 9-6 中的第 4 和 5 栏。

第十章 海洋沉积

陆地表面大部分为沉积岩层所复盖，而沉积岩是在海底形成的，海洋沉积，在地球生命中起着重大的作用。

不論河流所挾带的泥沙、溶解物质或风揚起的尘土，火山作用的产物等等，在重力作用下，最終必然汇入海洋，并在这里沉淀下来。因此，在海底上堆积着各种各样性质不同、来源不同的生物质的和矿物质的碎屑物质，它們构成了海洋沉积。沉积物一般地說都是疏松状的末固結的物质，在海水运动和化学作用影响下，受到研磨、碎裂，发生移动及引起成分性质的改变等等，即在一定条件下，受到所謂"成岩作用"，沉积物則轉变成沉积岩。因此，研究海洋沉积的形成过程，了解沉积的性质、速度、厚度及其水平和垂直方向的分布，有着很大的意义。它帮助我們了解地球的发展、海陆的变迁及升降等問題。同时，在闡明海水的运动、进行地质探矿、开辟航道和建筑海港工程时，都必須要有海洋沉积方面的資料。

研究海洋沉积对水产捕捞也有很大的帮助，不同生物要求不同的地质条件，同一种魚类在索餌和产卵时，对外界的要求也不同，因此在进行漁場調查或开拓养殖区时，海洋沉积是一个不可忽視的因素。

§10-1 水圈对海底沉积过程的影响

要理解海洋中的地质过程是如何进行的，必須了解海洋中所发生的一切现象。在对海底发生影响的各种因素之中，我們需要了解海流、潮汐、波浪、气体循环、化学元素的循环及其分布等等。

海洋沒有一个时候是处在靜止状态中的，所以水圈对海底的影响，首先是通过海水的运动来实现的。海水的运动形式主要有：波浪、潮汐和海流。这三种运动可以用水动力作用的强度来表示。水动力强度是海中所发生的一切过程的决定性因素，它决定沉积物的形成过程和机械成分的分布、氧和二氧化碳的分布、底层和其他水层的通气情况、生物的繁殖、魚群的形成等等。

海中物理作用的复杂性是由下列三个因素引起的：即盐度、溫度和压力。它們在空間及时間上的变化，对海洋沉积的形成有着重大的影响。

(一) 海水运动 海水的环流形式和海流速度对沉积物的形成过程有密切的关系。海水运动較快和較慢地区的配置，对海底沉积物的分布影响很大。組成海底底质的細小微粒

要受到水流运动的分选作用，因此，凡是海水运动迅速的地方，那里就沉积着粗粒物质，因为細微顆粒在水流作用下停留不住，而被带到海水运动緩慢的地区，在那儿沉积下来。这就是海水的动力資料和沉积物机械成分（指顆粒大小）的分布能够很好符合的原因。

在不同深度海底摩擦对海水运动的影响也就不同，它表現在海底地形的变化造成海流的偏向。在北半球，当海流在隆起着的海底流过时，产生顺时針方向偏轉，而在降低着的海底流过时，就产生反时針方向的偏轉（南半球相反）。这种偏向作用是造成海水运动成为环流形式的原因之一。在形成环流的地方，海水运动的速度下降，这时在海底就能沉积着比在海流作用区中要小些的細微顆粒。海流运动的这些規律，有很大的地质意义，它在海底沉积物中起着細微顆粒的分选作用。

許多观察資料表明：地形的变化能影响海水运动的速度，造成海水环流的形式，从而使沉积物的机械成分发生变化。通常在每一个凹地中沉积的物质都比高地上的沉积物顆粒要小，环流中心或水流停滞地区的沉积物顆粒較細，海水运动的动力資料和沉积物机械成分的分布恰好相符。于是我們就可以互相对照：地质資料能用来证实水文資料，而水文資料又能用来闡明沉积物机械成分的分布。

上面关于海流的地质意义所說的一切，同样也适用于潮汐现象。

海底地形和海盆輪廓的变化，对潮差具有重大的影响，因而也影响到潮流的速度。

当漲潮波从深度較大的地方向深度較小的地方傳播时，潮差增大，同时潮流的速度增加；当以深度小的地方向深度大的地方傳播时，便发生相反的现象。因此当潮波进入海底高地、海檻或淺灘时，潮流速度加快，而流經低洼地区时，則速度减慢。海盆形状的变化对潮差也有同样的影响，在狹窄地区潮差和速度同时加大，如在芬地湾潮差在湾口处为 4 米，而在海湾頂部达 18 米。可以預料，当潮波进入大陆斜坡时，由于坡度很大，潮流速度增加很快。

因为潮流速度經常很大，所以潮流很容易把沉积物扰混，由于潮流是周期性的往复运动，它本身并不能将沉积物搬运至很远距离，但它却能使沉积物顆粒成为易于为海流搬运的悬浮状态的物质。因此对于某一海区来說，底层潮流的速度，正是使沉积物的顆粒大小与海底地形相适应地分布的主要因素。

波浪是在海洋地质过程中起着重要作用的水文因素之一。但根据波浪运动的性质，在深度較大的海底其作用显著减弱。

风和风区愈长，形成的波浪也就愈大，通常由烈风引起的波浪，其波长能达 100—150 米，这种波浪在 150—200 米的深度上还能影响沉积物的沉积，因为水质点的移动还足以使細小顆粒保持在悬浮状态中，有时在 200 米的深处，尙能看到波浪，这是波浪作用的最好的证明。

波浪在岸旁所产生的作用最大，它是破坏海岸、改变海岸輪廓、影响沉积物移位的最重要因素。

我們知道，当波浪进入到和波高相等的深度时，波浪破碎，喧囂着的碎浪猛击海岸，形成

拍岸浪。这时质点在前进运动。拍岸浪具有的动能能产生极大的破坏作用。

风化作用对海岸的先期破坏促进了海洋的冲蝕作用。由物理风化、化学溶解、水流、冰和生物的活动弄松了的海岸岩层，在海浪的作用下迅速破碎。波浪以巨大的冲击力冲刷海岸，以挟带着的砂、卵石、以至大石块撞击海岸，而在冻結的海岸上这种撞击作用就由岸冰来进行。波浪的破坏作用还由于下面这一情况而加强：具有很大能量的波浪冲向海岸时，岩层裂隙内的空气被压縮，而产生强大的压力促使岩块崩裂，結果在波浪的作用下，引起海岸的崩坏，岩块的破裂，使海岸整段整段地消灭掉。岩层的成分和机械物理性质对海浪的破坏作用有很大的影响，坚硬岩层不易侵蝕，往往形成海角突出海中，而疏松海岸則易被侵蝕，往往形成海湾。

（二）海水的乱流运动和粘滞性的意义 海水的运动仅在速度很小（每秒1毫米以下）时才能够維持层流运动。当速度增大时，就会产生渦动，形成乱流运动。速度愈大，渦动的发生也就愈猛烈，当水流很急时在海底形成的渦动是冲刷淺灘坡面和淺灘頂部的海底的主要因素。同时乱流运动使水中的固体微粒处于悬浮状态而不致下墜，因而有助于悬浮物质的远距离搬运。如果沒有乱流的这个作用，海流是无法单独搬运它們的。悬浮物质是由流速稍大于这些微粒的下沉速度的海流来搬运的。而固体微粒的下沉速度与微粒的比重成正比例，与海水的粘滞性成反比例。同时还取决于微粒直徑的大小和形状，直徑愈大下降愈快，形状与球形相差愈大，下沉愈慢。

可見乱流和粘滞性影响沉积物的下沉速度，有助于微粒的远距离搬运，从而影响着沉积物的机械成分的分布。

（三）海水中的氧和二氧化碳 溶解在水中的气体总量随溫度和压力而变化，当溫度下降和压力加大时，溶解气体的数量增加；而当溫度上升时，氧和游离的二氧化碳的数量剧烈下降。同时随着盐度增加，含量也将逐漸减少，但由于海洋中的盐度值一般地說比較稳定，所以影响溶解气体含量的主要因素是溫度。

氧进入水中的过程进行得非常緩慢，在海水静止时，表現得尤其明显，海水的混合和海流运动經常更新海水和空气的接触面，因而是氧进入海水的必要条件。静止水面氧进入海水的速度仅及海面受到扰动时速度的$\frac{1}{28}-\frac{1}{122}$。可見海水表面的运动，特別是波浪具有非常重要的作用。

氧由于海水和空气的接触而进入海水中，但是被吸收的氧，甚至在有海水混合作用存在的时候，数量也是不大的，因为氧要被所有生存在海中的动物所消費，所以如果海洋本身不发生富集氧的作用，則直接溶解的氧的数量是根本不够的。这种富集氧的作用主要是光合作用，上层海水中大量生存着的海藻利用叶綠素和用吸收太阳輻射能的方法，从二氧化碳和別的无机物制造出有机物质，这时它們放出的氧溶解在海水中。在浮游植物繁殖最盛的时期，例如夏季几个月，海水中的氧經常呈过飽和状态。光合作用只能在有光的地方进行，因为在大洋的下层沒有光綫透入，或者极其微弱，而生物对氧的消費及某些化学作用进行时，

对氧的消耗又是連續不断的，所以必須要有海水混合作用或海流运动对深层海水进行經常不断的更新，否則氧的含量很快就会降到零。

在海水中可以分出游离的二氧化碳和化合物的二氧化碳，即以碳酸盐形式，主要是碳酸鈣和重碳酸盐形式存在的二氧化碳，它們之間存在着动态平衡的关系，即



$$Ca(HCO_3)_2 \rightleftharpoons CaCO_3 + H_2O + CO_2$$

当条件改变时，如由于溫度升高，游离态的CO_2含量降低时，重碳酸盐能轉变为碳酸盐，因而发生$CaCO_3$的部分沉淀。相反如当溫度下降，或在氧气充足条件下，有机体遺骸分解放出大量CO_2时，平衡向左方移动，并发生$CaCO_3$的溶解。

在海中，氧和二氧化碳的存在起着积极的地质化学作用。由于二氧化碳的存在，海水具有很大的溶解力，这对海中碳酸鈣的搬运作用有着特別重要的意义。同时还生成了一系列的特殊的矿物体。

（四）有机物元素——磷和氮的状况 光合作用能生成游离氧，并在海洋的二氧化碳系統中起着重大的作用。它的进行除了决定于气体状况和溫度状况以外，还决定于有机物元素的分布。任何一种由蛋白质构成自已身体的生物除了需要碳、氫和氧之外，还需要氮、磷、硫、鈣和別的元素。象鈣和硫这些元素的含量能足够满足生物的需要，但是組成蛋白质主要部分的氮和細胞核中的磷，常常只有极少量，因而限制了生物的繁殖。

海水中的磷酸盐含量随季节而变化，春季随着浮游生物的开始繁殖，上层海水在光合作用带中的磷酸盐含量开始下降，夏季当浮游生物繁殖最盛时，表层海水的磷酸盐含量降至最低限度，有时差不多完全耗尽。从这时起，浮游生物的进一步繁殖就停止了。

生物的尸体和排泄物沉积在海底上，当这些有机残余物分解时，磷重新进入溶液中，这就是深层海水中磷含量較高的原因。秋季当上层海水冷却垂直循环开始加剧的时候，上层的磷酸盐含量开始增加，到开春前达到最大值。

在大洋中深层海水上升的区域中，磷酸盐重新进入光合作用带，因而含量特別丰富，它們为浮游生物所利用。因为海水上升不仅发生在海水的輻散区和由风引起的近岸减水区，而且发生在所有的斜坡上，所以发育良好的地形能促进磷的垂直循环。由于飽和着有机物元素的深层海水的上升，在斜坡上可以观察到浮游生物特別繁盛，斜坡地带經常是經济魚类集中的地方。

空气中的氮在海水中的溶解度随海水的溫度和压力而轉移，但氮(N_2)几乎不能为生物所利用。有效的氮在海中以盐的形式而存在——以硝酸$N_2O_5 + H_2O \rightleftharpoons 2HNO_3$盐的形式成硝酸氮，以亚硝酸$N_2O_3$盐的形式成为亚硝酸氮，和以氨$NH_3$的形式成为氨态氮，即以銨盐的形式存在。对生物化学作用具有最重要意义的是硝酸氮，它直接被植物所吸收，用来建造自己的軀体。

在海中可观察到硝酸盐的含量有和磷酸盐相似的季节变化。在深层海水上升区中，硝酸盐和磷酸盐共同被带至表层，使这些海区具有高度的生产力。

海水中的氮部分是在有机物遺骸分解时得来的，而另一部分如铵盐和亚硝酸盐是在有机体的生命活动过程中产生出来的，所以氮的再生能继續不断地进行，因而观察不到氮的完全耗尽和長期涸竭的現象。

磷氮等有机物元素不仅决定着浮游生活的分布，而且与某些海洋沉积的形成有密切关系。例如海綠石(綠泥)、磷块結核等沉积通常出現在深层海水上升和浮游生物繁殖很盛的地区，这些有机体的分解作用可能促进海綠石及磷块結核体的形成。

(五) 垂直循环的意义 垂直循环决定着溶解气体、化学元素以及营养盐等的循环及分布。在一定的自然地理条件下能形成該海区特殊的水文状况及海底沉积。

按照垂直循环的性质，可以把所有海盆分成两种基本类型：在第一类海盆中，垂直循环到达海底。在第二类中垂直循环达不到海底。

地中海和紅海可以作为第一类型的例子。由于蒸发量大，淡水流入量又少，因此形成重而咸的表层海水，这时即使受到輕微的冷却便要下沉，强烈的垂直循环使海底海盆水的溫度和盐度等于冬季表面最低的溫度和盐度値。垂直循环保証了海盆的通气和底层水的更新，因而底层海水經常含有充足的氧气，于是在这些海底上进行着氧化作用，沉积物中含有大量的鉄和錳的过氧化物，所以通常染成棕色。如果海水溫度很低，飽含着二氧化碳的海水引起碳酸盐的溶解。如果溫度較高，如地中海为13—13.8°，紅海为21°，則沉积物主要由碳酸盐組成。

在第二类海盆中，垂直循环随着冬季冷却的程度而下降至一定深度，但达不到海底。在黑海中，表层海水的盐度为15—19‰，而越过淺水海峽流入的馬尔馬拉海的海水，則具有較高的盐度和溫度，所以使黑海近底处的盐度达到22.5‰，溫度約为9°C。这些条件造成了十分稳定的层次，使富含氧的表层海水不能进入底层，在这种得不到更新的停滞的海盆中，由于氧的缺乏，有机物尸体分解时产生各种碳氫化合物和硫化氫等，如黑海在深于250米的地方海水就被硫化氫所沾污。在这儿还原作用占統治地位，沉积物大多呈暗黑色。在缺氧和无氧条件下碳氫化合物的积聚，就有可能形成石油矿藏——特殊的海底沉积。

(六) 水团及其混合 大洋面上經常不断地进行着的許多过程賦予海水以各种特性，在气象的、物理的和生物的因素作用下形成了各种水团，其特征是具有一定的溫度、盐度以及一定的氧、二氧化碳、碳酸鈣及其他化学元素的含量。在移动的过程中，由于海水的稳定性，它所具有的特性，甚至在离水团发源地很远的地方还能保持不变或者发生輕微的变化。

水团循环及具有不同特性的水团的混合在海底的沉积形成过程中起着很重要的作用。例如在寒冷的北极水团中二氧化碳含量很高，这就增大了碳酸鈣的可溶性，所以其中碳酸鈣的飽和百分率比暖水中的低，当冷暖水团混合时，它們的平衡被破坏，过剩的鈣从溶液中析出。所以在暖水中大量繁殖着具有碳酸鈣骨骼的生物。同时在上述水团混合的地方总伴随着碳酸鈣沉积的出現。

又如在热带大洋的上层海水中，碳酸鈣呈过飽和状态，它能說明鈣质的翼足虫軟泥等通

常分布在热带海島和淺滩周圍的原因。而在温带特别是极地諸海的冷水中，却观察到鈣的不足。在大洋底部充滿着以极地下沉的寒冷的深层海水，在这里鈣的飽和程度下降，这是因为随着温度的降低和压力的加大，二氧化碳含量大从而鈣的可溶性增高了，結果引起海底沉积物和生物殘体中的碳酸盐的剧烈溶解。这是在深海紅粘土及放射虫軟泥中极少有鈣质沉积物的原因。

当暖水团和冷水团接触时，发生垂直循环，使飽和着有机物元素的海水轉移到表层上来，相反的，富含着在光合作用带产生的氧的上层海水則被轉移到深层中去。

因此水团的特性、它的运动及其混和，有很大的地质意义。

§10-2 沉积物的組成

海底沉积物所含的顆粒，按成因可分为生物质的和矿物质的两种；每种又可分为原地的——沉积在原产地的，和外来的——即从别的地方搬运来的两种。

在现今的地质时期，我們正处在紧接着阿尔卑斯造山运动之后的阶段中，陆地地形的輪廓相当尖銳，风化作用主要是以机械破坏岩层的方式进行的，因此河流搬运着大量的碎屑物质。在現时，据普斯拉夏洛夫的数据，被河流滚动着搬运的物质和悬浮物质以及溶解盐类的比例为 100:4:2。而在海洋沉积中也确实以碎屑物质占优势，因此我們可以說，沉积物的大部分矿物质顆粒都是因岩层破坏而产生的碎屑顆粒。

碎屑矿物顆粒也称为陆源顆粒。它可以是拍岸浪作用下海岸岩层的破坏产物。这时其中最大的岩块、砾石等就停留在原来产生的地方，成为原地顆粒。比較小的碎屑顆粒被搬运到离岸較远的地方，随着水动力条件的变化而在一定的地方沉积下来。

河流搬运入海的碎屑物质是淺海沉积的主要来源。河流每年挟带入海的碎屑物质总量达 16 万亿吨，以溶解盐类的形式带入海中的物质約 27 亿吨，这些物质在一定条件下能沉淀形成沉积物。

属于外来矿物顆粒的还有来自宇宙的流星尘、陨石碎片。由冰山浮冰等带来的各种粒度不同的碎屑物质和由风从大陆搬运入海的火山灰和尘土等，它們常能达到很大的規模，据估計每年落到地球上的火山灰平均达 2.33 立方公里。

属于原地碎屑顆粒的还有珊瑚礁及其他石灰质暗礁的崩坏产物，破碎的介壳石灰岩等等。

相对于陆源顆粒，海成顆粒——在海水化学作用过程中直接在海底形成的生成物——要少得多。它們有由碳酸鈣組成的鲕状顆粒——目前只見于紅海、黑海等部分地区。海綠石以及各种結核体——鉄錳結核、磷块結核等海成产物。

在生物成因的顆粒之中，藻类的殘体占有很重要的地位，它們以整株植物或片断的粗碎屑物质的形式混入沉积物中，主要沉积在近岸地带，但那些所謂植物腐屑的細微顆粒却能被

搬至較远的外海中。

属于外来的生物质顆粒的主要是由碳酸鈣及氧化矽(或蛋白质，即含水氧化硅)組成的各种浮游生物的殘体。在石灰质生物中有石灰质藻类、顆粒石等。但它們的皮壳殘体由于很易溶解，所以在沉积物中很少发現。較大量地堆积着的是单細胞动物的皮壳殘体——根足类，主要是抱球虫类、細小的浮游甲壳类和翼足虫类的軟体动物——翼足虫等，它們广泛分布在温暖水团中。在硅质生物中有硅藻类和单細胞动物的放射虫类。在陆地輸入的外来物质数量不大的外洋地区，海底沉积物主要是由浮游生物的殘体所組成，仅在深度极大的地方，它們的数量是由于溶解作用而逐漸減少，于是那里又重新以矿物顆粒占优势，如分布在大洋最深部分的深海紅粘土。

§10-3 海洋沉积的搬运

重力和以波浪及各种海流形式表現出来的海水运动，是海洋沉积外来顆粒的主要搬运因素，其他如冰山、生物作用等对沉积物的搬运也有一定的影响。

(一) 重力作用 重力是最重要的搬运营力之一。在任何坡面上，碎屑物质都随着坡面的傾斜程度或快或慢地逐漸向下移动，一直落到平坦的完全沒有坡降或几乎沒有坡降的平面为止。飽含着海水的海洋沉积物甚至在2—3°以內的斜坡上也能发生滑动。碎屑顆粒在重力作用下的迁移，主要发生在沿岸地带，而且移动不远。

(二) 冰山的作用 粗碎屑的远距离搬运是由冰山和岸冰来进行的，冰山将随身携带着的冰磧殘余(冰川体內的各种岩块、砾石及碎屑物质，大多带有冰川作用的痕迹)一起飄浮至远海。格陵兰海流和拉布拉多海流能将冰山带至大西洋，最远可达北緯40°。南极大陆冰川入海在浮力作用下断裂而成的冰山，向赤道飄移可达南緯30°。冰山的規模往往很大，在南极发現130公里长，几百米高(水上部分只占总体积的1/9)的冰山，它們挾带着大量的冰磧物质。当冰山融解时，便沉积下粗巨砾物质。在高緯度的淺水地带，冬季結冰直达海底，連成一片形成岸冰。在夏季，当海水融化飄移时，冻結在冰块上的沉积物便被带至远海。冰对碎屑物质的搬运，在高緯度諸海的沉积物中，起着很大的作用，并造成了特殊的沉积类型。

(三) 海流的作用 海流这种搬运因子只能对較小的顆粒起作用。潮流和海流的活动是互相补足的，使疏松沉积物的顆粒脫离海底所用的力，比較搬运悬浮状态的顆粒所需的力要大得多。因为潮流速度随深度减小而增加，所以在沿岸和海底坡面上，常能形成較强大的渦动，这种剧烈的渦动能揚起沉积物的顆粒，由于粘滞性的作用，顆粒停留在悬浮状态中，被海流从原地搬运到別的地方去，最輕最細的顆粒能較久地停留在水中，因此可被带至很远的地方。

下面列举一些数据，它可以帮助我們了解海流所能搬运的碎屑物质的大小：

表 10-1 海流所能移动的顆粒大小(据丹納)

流速(厘米/秒)	沉积物名称	顆粒大小(毫米)
0.25	极細軟泥	0.05—0.10
0.36	細軟泥	0.14—0.17
0.50	中粒軟泥	0.22—0.30
1.00	粗軟泥	0.33—0.40
2.00	极粗軟泥	0.44—0.50
4.00	粉砂	0.67—0.80
8.00	极細砂	1.10—1.70
16.00	細砂	1.40—1.70
32.00	中粒砂	2.80—3.00
64.00	粗砂	4.40—5.00

可見要移动軟泥顆粒，流速只須达到 0.25—2.00 厘米/秒，因此一般海流的底层速度是完全能够移动沉积物顆粒的。

上面所談的是海流速度与所搬运的物质粒徑之間的关系。应該指出，使顆粒物质脫离海底所需的冲刷速度和搬运已經离开海底的顆粒物质所需的水流速度是不同的。前者比搬运顆粒物质所需的速度要大得多。同时，冲刷速度与顆粒大小之間的关系也較复杂。粒徑为 0.3—0.6 毫米的砂，最易遭受冲刷，而粒徑小的淤泥和粘土以及粒徑大的粗砂和細砾，却要求很大的流速。粘土对冲刷作用的抵抗性来自粘土顆粒間的粘滯力。因此由粘土組成的淺灘表面常常能保持不受冲刷，而它周圍含砂量較大的物质却遭到冲刷。

(四) 波浪的作用 波浪除了直接破坏海岸以外，还引起海岸上所有岩石碎屑沿着海岸或垂直于海岸綫发生移位。

海底坡度和沿岸地带的深度，对岩屑的移位有很大意义。以直角向海岸推进的波浪能产生冲积物的堆积或冲刷。在深岸旁边，波浪以全力冲击海岸，由于坡度一般較为陡峻，因而回流速度大，由于重力的这种作用，就使顆粒物质向海洋方面移位，即发生沉积物的冲蝕。如果波浪在离岸很远的地方就破碎，即深度减小是逐漸进行的，由于坡度平緩，回流速度小，因此不能将前进波携带到此的物质冲走。同时在海水到达岸坡的最上部时，发生海水被疏松碎屑物质吸收的现象，因此回流不是开始于水在前进运动所能达到的那一界綫，而是开始于海水吸收带稍下的地区，于是由波浪带来的碎屑物质就可在这个沒有回流的地方沉积下来，发生冲积物的堆积。

可以看出，顆粒物质的向岸移动或是向海移动，取决于波浪强度和海底坡度之間的对比关系。新的波浪对排水性底流起着反方向的作用，所以波浪向海岸推进时的速度比逆向运动要大，这有利于顆粒的向岸移动。同时由于海底經常是傾斜的，重力的作用有利于顆粒的向海移动。因此顆粒物质的向岸或向海移动由两者的对比关系决定。在顆粒的向岸移动轉变为向海移动的地方，分布着所謂"中性地带"，在这里顆粒在某一位置上作前后振动，而不离开原来的地方。在中性地带以上的地区碎屑物质向岸移动，即发生着沉积物的堆积作用。

而在中性綫以下的地方顆粒物质向海移动也就是发生沉积物的冲刷作用。

在波浪等海洋因素的不断作用下，沉积物在"中性地带"两侧沿海底分别向海岸和向海洋移动的結果，出現了整个水底剖面都变成中性地带的现象。这时在海底的每一点上坡面的傾角都和波浪作用的强度相适应，顆粒物质都將在相应的点上作往复的前后移动，并停留在同一地方，于是在整个水底剖面上，既沒有冲蝕作用，也沒有堆积作用发生，也就是說形成了平衡剖面。如果条件不变，海岸将处于稳定状态。但由于波浪等海洋因素經常变化，因此平衡剖面只能在較短的时期内存在。

对于不同大小的顆粒，在傾角不同的海底和强度不同的波浪作用下，中性地带位于不同的深度上。通常，在陡坡(坡度在 1:10 以下)上，全体中性綫都很接近海岸，这里的物质主要是沿着坡面向下（向海洋）移动，即海岸受到冲刷作用。在平緩的海底坡面上(坡度在 1:40 以上)，中性綫都位于离岸很远的地方，因此在广大的水底台地上的冲积物向海岸移动，在波浪作用下，碎屑物质的堆积形成沙坝，进一步发展砂坝露出水面形成砂洲或岸堤，在岸堤与原岩岸之間往往留下一个充滿海水的低洼地区——泻湖。由于堆积作用的继續进行，砂洲或岸堤不断增长，并向原岩岸方向移动。同时由于陆地水把碎屑物质运入泻湖，波浪或潮流挟带着悬浮物质进入泻湖，并沉积在那里，和砂从砂洲頂部或表面被风吹入泻湖，而使泻湖逐漸淤积变淺，当湖中生长起陆上植物时，泻湖就变成了咸水沼泽。当泻湖逐漸干涸时，就形成海濱平原。因此在平緩海岸上发生着海岸向海洋方面增长的現象。

坡度小于 1:10 和大于 1:40 的海岸，一般地說侵蝕堆积作用不显著，是比較稳定的海岸。

波浪不仅能使沉积物发生横向(垂直于海岸)的移位，同时还能使沉积物发生纵向(沿着海岸)移位。当波浪自海洋以一定角度接近海岸綫时，将发生沉积物的沿岸移位。波浪挟带着碎屑物质冲向海岸。当回流时，排水性底流与海岸成垂直方向沿最大坡度向回流去，并卷走岸坡上的疏松物质，每一个后来的前进波都重复着同一过程，結果顆粒物质呈"之"字形沿海岸移动。

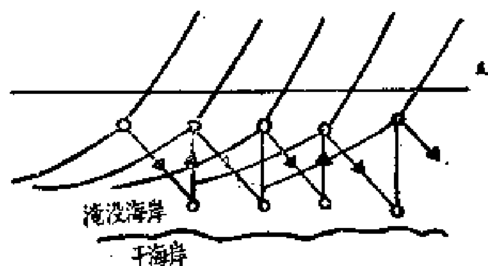


图 10-1 在偏斜波浪影响下沿岸碎屑物质的移动（根据 B. A. 温布鲁切夫意見）

从下面的例子可以获得有关冲积物沿岸移位的速度的概念：在克里米亚南岸，砾石(<1.0 厘米)在一級浪的时候，一昼夜沿岸移动 6 米；在 6 級浪时，一昼夜移动 65 米；当 8 級浪时，可达 100 米以上。而在某些大洋的岸边，砾石沿岸移动的速度更大，如在美国大西洋沿岸每昼夜达 900 米。冲积物沿岸移位有时能达到很大的距离，如拉布拉多区的沙粒，沿美国大西洋海岸向南移动直达佛罗里达，就是說它移动了 2,500 公里。

§10-4 海底各基本地形区的沉积形成作用

沉积形成作用发生在海底的一切地方，但在各基本地形区范圍內的沉积形成作用有很大差別。在大陆棚(淺海区)、大陆斜坡(次深海区)和大洋盆地(深海区)这三个区域中，沉积形成作用的进行各不相同，而沉积条件变化的速度也不相同。

深海区域的沉积条件最为稳定。这里水溫接近0°C，压力极大。海水成分的气候变化和季节变化只能以非常温和与弱化的形式表現出来，实际上，可以认为深海区的气候是稳定的、不变的，并且不以地理緯度为轉移。深海区中的水动力强度很小，因为海面波浪作用影响不到深海区的底部，水团运动非常緩慢，而潮汐漲落在比較平坦的海底条件下，也进行得很溫和。但是在海底台地(高地上)尤其是深水海沟的坡面上，地形发生变化的地方，就象沉积物的机械成分所表明的那样，水动力强度急剧增加，看来这和潮汐漲落有关，因为潮差在深度减小时增大，从而也引起潮流速度的加大。

由于沒有光綫和溫度很低，深海底部动物群非常稀少，因此不能形成多少显著的堆积，所有出現的沉积物，都是由繁殖在大洋上层的鈣质和硅质浮游生物的外壳沉到海底堆积形成的。但由于碳酸鈣在飽含着二氧化碳和有着巨大压力(达四、五百大气压)的深层海水中，溶解度加大，因此石灰质沉积在大于四、五千米的地方就非常稀少，而沉积主要是由硅质生物軟泥和矿物质的深海紅色粘土組成。

大陆斜坡即次深海区的沉积已經受到气候和季节因素变化的影响。大陆斜坡經常是性质不同的水团相遇的地方。深层海水沿着陆坡升上海面，随身带来表层海水所欠缺的溶解气体和别的化学元素。如沿着大西洋的非洲大陆斜坡有富含磷的深层冷水升上海面，引起这里漂游植物的大量繁殖。同时許多海底的新生矿物，如海綠石、磷块結核等也都出現在这样的沉积条件变换区。在潮流和海流的作用下，陆坡上发生着沉积物按机械成分的分选作用。有許多海流其中包括象墨西哥湾流这样强大的海流，往往貼近陆坡流过，它們能够带走細微顆粒，甚至能引起海底局部的冲毁。同时大洋波浪的影响有时也能达到大陆斜坡的底部，剧烈的垂直循环导致了生物界大量的繁殖，防止了大規模滯流区的形成，因而經常有充足的氧气供应。并有充分条件保証反应生成物的迅速运走和反应物源源不断的到达。在这儿，氧化作用占优势，所以不会出現硫化氫等气体。

顆粒直徑小于0.01厘米的碎屑物质能长期地处在悬浮状态中，它只有在波浪作用不能到达的深度上才能沉积下来，通常在过渡到深海盆的斜坡上堆积起来，形成陆屑軟泥。陆屑軟泥是自陆地搬运到海洋里的边緣沉积物，再深一些的地方；海底上就只有在大洋本身所形成的沉积物在堆积着了。在次深海区，光綫只能微弱地穿透上层海水，而完全不能达到底层。由于沒有光綫，植物从400米深的地方就开始沒有了，所以食草动物少，而吃泥的动物如头足类、軟体动物等占統治地位。这些动物的堅硬外壳或者內骨骼的沉积常常在陆屑軟泥

中发現。

如果說气候是通过水文状况和水化学状况間接地对大陆斜坡沉积給予影响，那末对于陆棚和淺水地带的沉积形成作用来說，附近陆地的气候就起着主要的作用。陆棚是陆上机械和化学风化作用的全部产物首先到达的地方，大多数的河流流入陆棚海。陆棚沉积是在水文状况发生季节变化——即温度、盐度、氧和二氧化碳含量等等发生季节变化——的条件下进行的。陆棚上繁盛地生长着各种生物，其中最淺的地方繁生着植物，它們一方面給沉积物提供着碎屑物质，同时也提供着有机物质——这是在沉积过程中作用最强的反应剂之一。陆棚处在波浪、海流和潮流的作用之下，在这里最明显的表現出地形的影响，它引起海水的环流、混合和发生升降等运动。陆棚还是由水动力因素引起的沉积物按机械成分分选作用进行得最强烈的地方，也是由有机物质的作用引起的各种化学作用进行得最活跃的地方。这里可以交替出現沉积物的冲刷带和沉积带；滞流区和垂直循环活跃区。这一切引起陆棚沉积物比大陆斜坡沉积物，尤其是比深海沉积物具有更大的复杂性。

由于水动力强度大，而使海水含有充足的氧气和有机物元素，加上河流入海，带来丰富的河盐和其他营养盐，因而陆棚区生物繁盛，是渔业和养殖业的重要場所。

由河流从大陆带来的和波浪冲蝕作用形成的海岸沉积物，有大石块、卵石、砾石、砂、泥等。这些沉积物在海底的分布是有規律的，一般地說，随着与海岸距离的加大，卵石、砾石、砂等就逐渐被細砂和泥的沉积物所代替。

§10-5 沉积物的分类

目前还沒有一个公认的統一的沉积物的分类法。但比較一致的意見，是把沉积物按深度和离岸远近划分为三类，也就是按海底各基本地形区将沉积划分为：大陆棚沉积物——淺海沉积物；大陆斜坡沉积物——次深海沉积物；和复盖着大洋盆地和深水海沟的深海沉积物。

沉积物的深入划分則根据沉积物的成分和性质受海洋因素影响的程度为依据，按照这个原則，我們得到两組主要沉积物：其中第一組包括各种陆沉积物，它們是未經多大变化的陆上作用的产物。第二組包括已經受到海洋因素影响較大的陆源沉积物和深海沉积物，因此，它們的成分和性质能够反映发生在海中的各种作用。

下面我們对各类沉积物給以簡单描述。

（一）沉积物各論

（1）深海粘土质泥：太平洋、印度洋和大西洋深海海底的广大区域都被这种深海粘土所占据。克琉麦尔称之为紅色深海粘土，这是一种棕色的，常常带有輕度的巧克力色調的泥质粘土。它反映着底层海水的水动力强度很小和氧化作用进行强烈。按其成分来說，主要是由矿物顆粒組成的。这是各种火山物质和宇宙物质的风化产物，有时混杂着数量不大的

放射虫、硅藻和别的硅质生物的殘体。在硅质生物——尤其是放射虫——的碎屑数量按体积达到 20% 的地方，那儿的沉积物通常就称为放射虫軟泥。因此放射虫軟泥和紅粘土的成分是一样的，只是硅质生物的杂质較多而已。

深海粘土的組成中含有游离的氧化铁和氧化錳——这是含有游离氧的結果，以及許多铁錳的結核体。由于深层冷水含有大量二氧化碳，深海粘土几乎沒有碳酸鈣。通常认为 30% 的 $CaCO_3$；就是碳酸盐沉积和非碳酸盐沉积物的分解，深海粘土的碳酸鈣含量介乎 0—28.88%，平均为 6.7%。这部分碳酸鈣主要来自远海有孔虫类的皮壳。

在陆上的沉积岩层內，我們找不到相似于深海粘土的岩层，深海粘土是典型的大洋沉积物，陆上缺乏这种沉积岩的事实证实了洋底是永久不变的或最低限度有着悠久地质年龄的这种想法。同样在陆地上也缺乏相似于放射虫軟泥的岩层。

(2) 硅藻軟泥：硅藻軟泥主要分布在南半球南緯 55—65° 之間，由南极浮冰融化引起的南极水团表层海水淡化的区域中。这是由于表层海水因冬季垂直循环作用而富集到各种营养盐类（如氮磷等）当春季融冰时，就为硅藻类的大量繁殖提供了优良的营养环境。

在北极海洋中也有浮游生物和主要是硅藻类的春季繁生現象，但是却找不到硅藻軟泥的堆积，这可能是因为北半球陆地面积大，陆源冲积物較多，以至盖过北极海中脆弱的硅藻皮壳。

硅藻軟泥是一种松軟的沉积物，呈淡黃色，純淨的軟泥有时由 70% 以上的硅藻皮壳組成。按其顆粒大小可以归入砂质泥类，小部分可以归入軟泥类，它表示着底层海水具有中等的水动力强度，这是和它分布在南半球西风海流区和潮波自由傳播区这一情况相符合的。

硅藻軟泥中含有少量碳酸鈣，这是因为其中含有远海根足类（如抱球虫）的介壳，这在硅藻軟泥和抱球虫軟泥的交界区域表現得較为明显。同时还含有少量的矿物顆粒，除了有火山噴出物以外，主要是由冰山和浮冰带来的矿物碎屑，在地理分布上硅藻軟泥准确地符合极地浮冰的分布界限。

按化学組成硅藻軟泥是一种含 SiO_2 达 75% 的硅质沉积物，并且是以含水氧化硅即蛋白石的形式存在于硅藻軟泥中。

(3) 抱球虫軟泥：抱球虫軟泥类包括了各种粒度的沉积物——从泥质砂到軟泥而最見的是砂质泥。抱球虫軟泥堆积在大洋盆地中較高地段和海底山脊上，它反映了中等的或較高的水动力强度。它的主要特征是有浮游根足类——抱球虫——介壳的存在。在上层海水中，浮游动物所起的作用比漂浮植物小得多，但由于它們的介壳十分堅实，所以能够大量地保存在沉积物中。而某些石灰质藻类因壳上有許多突起物，下沉速度很慢，以至在下沉过程中部分地或全部地溶解掉，所以在海底沉积物中很难发現它們的殘体。总之能够在海底形成显著堆积的是那些介壳堅实、壁厚和下沉速度較大的生物殘体。

在抱球虫軟泥中，还可以遇到一些石灰质藻类、放射虫和硅藻类殘体和一些碎屑物质。由于碳酸盐含量大，抱球虫軟泥具有很淡的色調——包括各种深淺的淺灰色、淡薔薇色以及

白色。其碳酸鈣含量介乎 32.7—93.9% 之間。

翼足虫軟泥的特征是有远海軟体动物翼足虫介壳的存在，有时它們組成了全体沉积物的 30% 左右。抱球虫軟泥堆积的平均深度达到 3,658 米，而翼足虫軟泥的平均深度为 1,909 米。因此，它仿佛是抱球虫軟泥的淺水沉积。按照动力分类法，通常是泥质砂。其碳酸鈣含量平均为 79.25%。

抱球虫軟泥和翼足类軟泥属于碳酸盐沉积物，它們大都分布在溫暖水团中，翼足虫軟泥常常环繞着热带海島和淺灘，分布在 3,000 米以內的深度上。

(4) 火山泥和火山砂：在次深海沉积即大陆斜坡沉积之中，以陆源物质为主。它們在海洋的某些条件下只发生了很微小的变化。火山砂和火山泥属于次深海沉积物，它們不仅見于大陆斜坡上，而且也見于陆棚区的淺海地带。最典型的火山成因沉积物出現在远海的火山島周圍和海底火山噴发区中。火山泥和火山砂是土质的松散物质，按粒度来說，主要是泥质沙和砂质泥。它們的顏色符合于基性噴出岩的顏色，即符合于原始物质的顏色，多半呈暗灰色、棕色以至黑色。矿物主要是长石、輝石和黑云母等。碳酸鈣含量极少，在这类沉积物中还有較粗大的組成部分——浮石块、由玄武岩和安山岩組成的火山碎屑等。

(5) 紅泥：在热带海岸附近的大陆斜坡上，可以遇見紅泥分布区。这种沉积的特点是呈紅棕色或磚紅色。它特别广泛地分布在南美陆棚上也有部分分布在陆坡上。它的顏色是从美洲几条大河——主要是亚馬逊河和奥里諾科河——运出的紅土风化产物得来的。带出这类沉积物的还有非洲的許多河流和科罗拉多河，后者流入加里福尼亚湾，把湾內的海水染成紅色。所以呈紅色是由于沉积物中含有鉄錳等氧化物。

紅泥中的碳酸盐平均含量为 32.28%，主要是由浮游根足类和其他生物殘体构成的。按机械成分属于砂质泥。它所占面积約为 256,000 平方公里，仅为靑泥所占面积的 1%。

(6) 珊瑚砂和珊瑚泥：在外海的珊瑚島周圍，主要是在珊瑚礁大量发育的大洋热带地区，珊瑚礁的破坏产物沉积在淺水的地方形成珊瑚砂，而在 600 米以下的地方形成珊瑚泥。珊瑚沉积主要是由造礁动植物的骸骨碎屑混杂着浮游生物的介壳組成的，其碳酸鈣含量在深度較大的地方平均达到 85%。珊瑚泥所占面积約为 14 万平方公里。

(7) 海綠沉积物(綠泥)：海綠沉积物属于大陆斜坡沉积。它有部分过渡到陆棚的边沿上。按克琉麦尔的分类法，称为海綠砂和海綠泥，它們通常出現在海岸由古代結晶岩組成的、山脉迫近海岸和沒有大河的地方。在現代，这类沉积物发現于美洲西海岸，非洲南端及东岸、澳洲南岸和西岸以及葡萄牙沿岸。

沉积物的綠色来自海綠石矿物，这是含水很多的氧化鉄和氧化硅的硅酸盐。沉积中除海綠石外还有石英、长石、云母等結晶岩层的碎屑。海綠石矿物是在有机物参与下形成的，因此在浮游生物繁盛的区域——如富含磷氮等营养盐的深层海水上升的地区——可观察到綠泥沉积。

綠泥一般沉积于海底較高地段，最常見于 200 米深度上，但有时它的分布可达 1,000 米。

(8) 暗色泥(青泥)：从上面的叙述中可以看到陆坡沉积和陆棚沉积很难明确地划分开来，同样的情况也适用暗色泥。从现代沉积分布中可看到全部淺海地带——陆棚和陆坡——都被暗色泥所占据。它是现代陆源沉积中分布最广的一种，主要由各种粒度的碎屑物质組成。它的顏色是暗黑的，有时是暗青灰色，常常带有淡棕或淡綠的色調。这主要是因为含有一氧化铁和有机物质的关系。

矿物之中以石英为主。有机质的組成部分如根足类和軟体动物。除此以外还有輝石、云母等及其他生物殘体。

就机械成分来說，暗色泥有着相当良好的分选程度，其中以淤泥顆粒为主。暗色泥見于 214—5,214 米的深度上，在暗色泥、火山泥和抱球虫軟泥等之間有着許多过渡性的区域。青泥中的碳酸盐数量不大，因为有机物质的分解产物——二氧化碳等，对碳酸盐起着溶解作用。

(二) 海底沉积物的分布 据克琉麦尔的資料：淺海沉积占 3,300 万平方公里；或占海底总面积的 9%；次深海沉积占 5,570 万平方公里，等于 15%；深海沉积占 27,270 万平方公里，等于 76%。而在深海沉积中，以深海紅粘土、抱球虫軟泥和硅藻軟泥分布最广，数字見图 10-2。

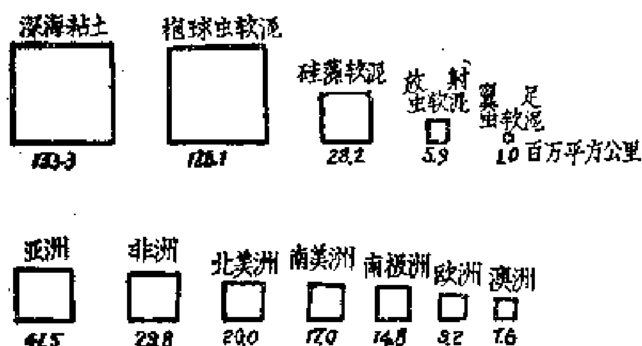


图 10-2 深海沉积物和各大陆的面积(示意图)

从各类沉积物的分布图中，我們看出以下一些特点：(1)紅粘土和抱球虫軟泥，是大洋中最主要的沉积物。而且大多分布在深度較大的大洋盆地内。

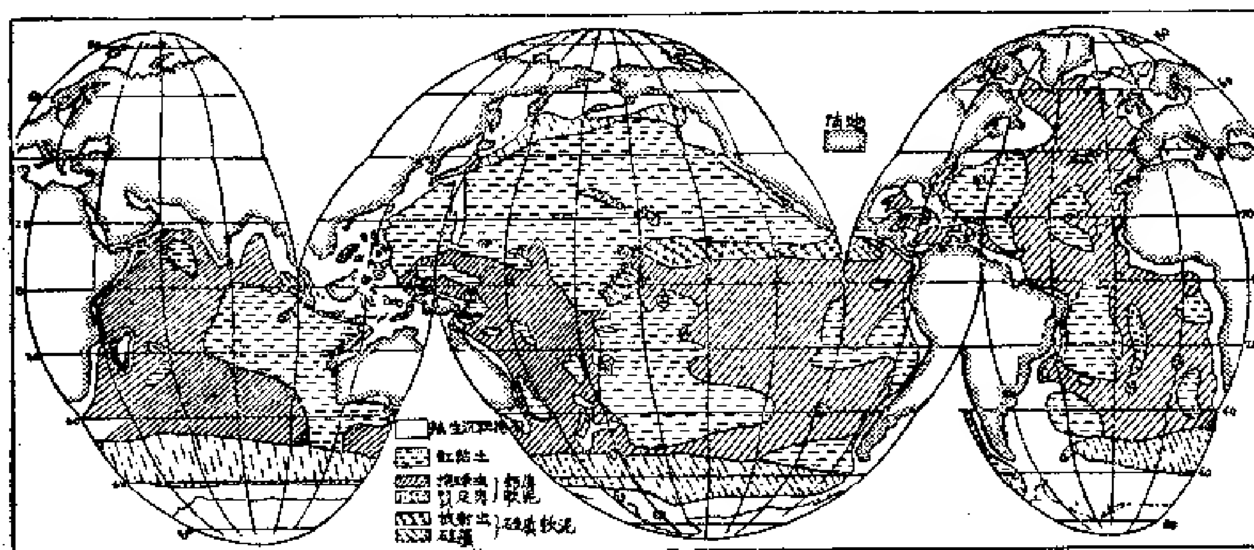


图 10-3 各类大洋沉积物的分布

(2) 硅藻軟泥主要分布在南緯 55—65° 之間的西风海流区，它与南极浮冰融化区的分

布一致。在横貫北太平洋的狭长海区内也有这类沉积。

(3) 放射虫軟泥几乎全部集中在太平洋赤道区域内。

(4) 翼足虫軟泥只有在大西洋里才比較多，而且是沉积在海底高地上。

(5) 陆源沉积物在高緯区域内分布較广。如在北冰洋，以及太平洋和北大西洋的那些附属海中，均以陆源沉积为主。而低緯度区域内的沉积物，主要是由底栖生物的鈣质遺体所組成，它与高緯度区域内沉积物以矿物碎屑为主的情况不同。

表 10-2 大洋沉积物分布的深度范圍

沉积物种类	样品数目	深度(米)		
		最低值	最高值	平均值
翼足虫軟泥	40	713	3519	2072
抱球虫軟泥	772	777	6006	3612
硅藻軟泥	28	1097	5733	3900
放射虫軟泥	9	4298	8184	5292
紅粘土	126	4060	8282	5407

应該指出，在各类沉积物的分布区域之間通常总存在着过渡地带，也就是說，沉积物的分布往往是交錯的。

(三) 沉积物的分类 下面介紹两种沉积物的分类法：

1．克琉麦尔的分类法：

I．海岸沉积物

(1) 海滨沉积 根据顆粒大小可以把沉积物分为砾石、砂砾、砂、泥，而把这两組沉积物按其来源又可分成碎屑沉积物、火山沉积物、海成沉积物和冰川沉积物。

(2) 陆棚沉积

II．半远海沉积物

(1) 青泥和紅泥(包括火山泥) 这里也可以作出和海岸沉积物同样的成因分类。

(2) 海綠砂和海綠泥

(3) 石灰质砂和石灰质泥

III．真远海深水沉积物

A．高地形成物

(a) 石灰质深海軟泥

1) 抱球虫軟泥

2) 翼足虫軟泥

(6) 硅质深海軟泥

3) 硅藻軟泥

Б: 深海形成物

4) 紅色深海粘土

5) 放射虫軟泥

2. 动力分类法：海洋沉积物按照机械成分来进行分类的有克蓮諾娃提出的动力分类法：

根据这个分类法，細粒沉积物的基本分組如下：

砂	含<0.01 毫米的顆粒从 0—5%
泥质沙	含<0.01 毫米的顆粒从 5—10%
砂质泥	含<0.01 毫米的顆粒从 10—30%
軟泥	含<0.01 毫米的顆粒从 30—50%
粘土质泥	含<0.01 毫米的顆粒从超过 50%

所以称为动力分类法，是因为这个分类法能反映海水运动的速度。

粒度大小反映着沉积物沉积地点的水动力强度，它对淺水沉积和深水沉积同样都是具有代表性的标志，按粒度分类可以把整个世界洋的沉积物納入一个統一的系統，并且可以从这里得到可供比較的資料。

§10-6 海洋沉积物的层理

海洋沉积物在海底的分布能够反映出現代自然地理条件在水平方向上的变化，而沉积物性质在垂直方向上的变化則表明这些条件在时間順序上的更替。

海洋沉积物通常带有层状构造，卽所謂层理。这可从沉积物的颜色、成分和顆粒大小等加以区别。只有在近岸和火山島或珊瑚島的斜坡上层理才不很正常。

每一类型的海洋沉积是在一定条件下形成的，因此它們都有自己的外貌和特征（如机械成分，化学組成，颜色、气味和其他物理性质等等），卽有自己的所謂“相”，并以此与其他类型的海洋沉积相区别。因此在水平方向和垂直方向上相的变化就能反映海洋沉积在相应方向上的变化。

当陆地受到长期的升降运动时，在沉积层里就可看到海侵和海退的层理，卽陆相（如含陆地动植物殘体）和海相（如含海洋生物殘体）、深水相和淺水相的交替出現。如果在海相地层上复盖着陆相地层，或者在深水沉积上有着淺水沉积，很显然，这是海退的层理。如果在地层的垂直剖面上看到相反的順序，那么它标志着海洋沉积是在海浸阶段形成的。如果交替出現海浸和海退的层理，則表明陆地曾經交替地发生过上升和下降的运动。因此海洋沉积的层理能帮助我們了解在过去地质时期中海陆的变迁、陆地的升降，以及当时的自然地理条件等。

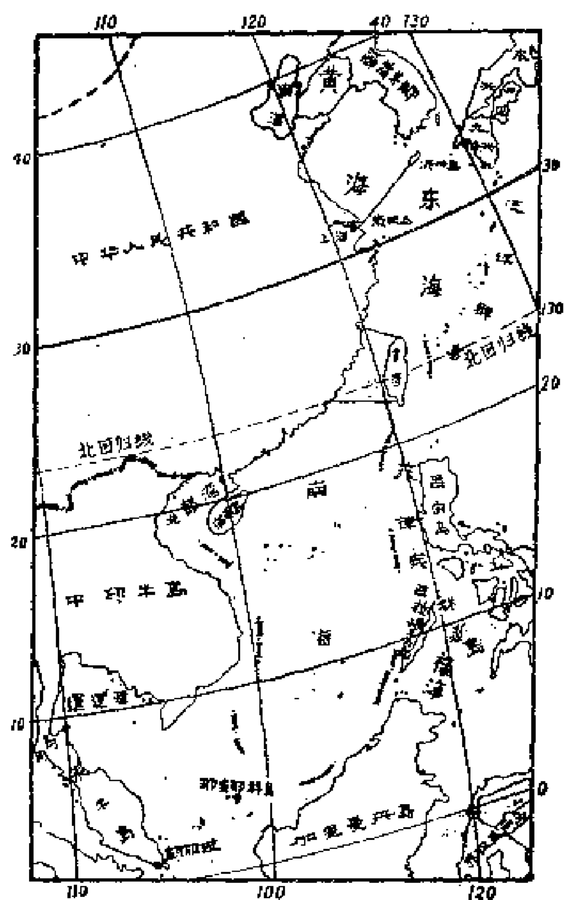
附录　中国海的某些水文情况

§1　中国海的分区及各区的概况

我国东、南两面临海，有广闊的海区和漫长的海岸綫。北面起自中朝交界的鴨綠江口，中經辽宁、河北、山东、江苏、浙江、福建和广东，直到中越交界的北侖河口止，海岸綫共长12,000余公里，若将沿海5,000多个島屿的海岸綫計算在內，共有23,000余公里。

依据各海区所在的地理位置，按照习惯的区划（不是海洋学分类法），将这片漫长辽闊的海域划分为如图附-1所示的四个海区：渤海、黄海、东海和南海。

渤海的东界是从辽东半島南端的老铁山起，中經长山列島（又名庙島群島）到山东半島的蓬萊角；西界是河北省和辽宁省辽西海岸；南界是山东半島海岸；北界是辽宁省的辽东海岸。



图附-1　中国海分区

渤海的形状类似葫芦。一般又将它分为四个部分，即：辽东湾、渤海湾、萊州湾和中央部分（又名渤海）。在外国的文献中，有的将渤海称为渤海湾。

辽东湾位在渤海的北面，它的南界是从河北省大淸河口起到辽东半島南端的老铁山为止的一綫。

渤海湾位在渤海的西面，它的东界是大淸河口到黄河口北面的釣口一綫。

萊州湾位在渤海的南面，它的北面是釣口到龙口的姆矶角一綫。

整个渤海的面积为82,700平方公里，四周的深度約在20米等深綫以內，中央部分的深度为20－30米，最深处在老铁山水道，約78米。

流入渤海的河流很多，其中最主要的有：辽河、海河和黄河。

黄海的东界为朝鮮半島的西海岸；西界，北起辽东半島南端的老铁山，中經长山列島，山东半島

和江苏北部，直到长江口的崇明島为止；自长江口崇明島起到朝鲜的济洲島为止的一綫为它的南界；北界是辽东半島和朝鲜半島的海岸。

同样，在习惯上，又将黄海分为北黄海和南黄海两部。两者的分界綫是山东半島的成山头到朝鲜半島的长山串一綫。在其北者称为北黄海，南者称为南黄海。

北黄海位在山东半島和朝鲜半島之間，水深較淺，約为 50 -60 米，南黄海較深，最深处达 177 米。就黄海的东西言，东側較淺，西側較深。黄海大陆棚面积計有 404,000 平方公里。流入其内的河流也很多，主要的有：鴨綠江、大同江、汉江、北胶河和潍河。

东海的东界是硫球群島；西界是北起崇明島，中經江苏南部和浙江，南到福建的閩江口为止；从閩江口到台湾基隆一綫为其南界；北界是由崇明島到济州島一綫。

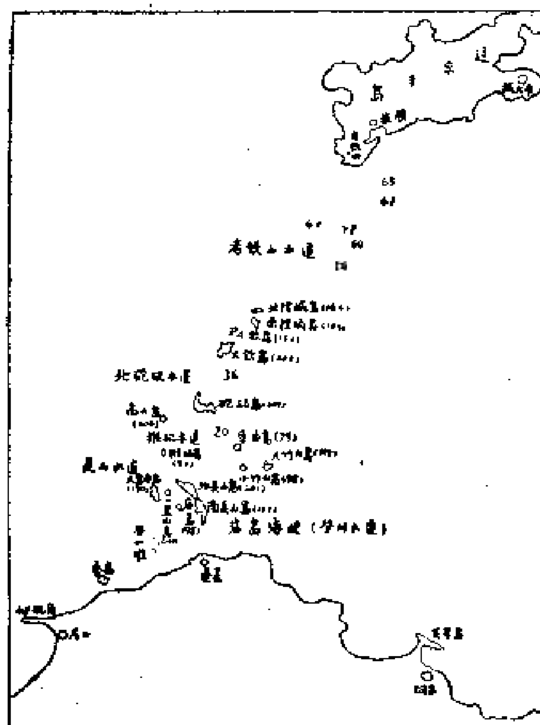
东海形状是北寬南狹。它的大陆棚面积有1,058,500 平方公里，約占总面积 2/3。它的等深綫分布，除长江口和錢塘江口外海一带，因江河带来泥沙于此淤积而稍为突出外，大体上几与中国海岸平行；海的西部較淺，东部較深，最大深度为 2,381 米。

流入东海的河流，主要的有：长江和錢塘江。

南海的东界，北起我国的台湾，中經菲律濱，巴拉望，南到加里曼丹島（婆罗洲）；西界是由越南起直到馬来半島为止的海岸；南界是自馬来半島起，中經那多那（納士納）群島，到加里曼丹島；北界是从台湾起，中經澎湖列島，台湾堆，南澎群島，和广东海岸。

南海的大陆棚面积有 728,400 平方公里。它的深度分布，四周淺，中央深，最深处达 5,420 米。

流入的河流，主要的有：韓江和珠江。



图附-2 黄渤海交界处主要島屿的分布

在黄海和渤海的分界綫上，如图附-2 所示，有一連串大大小小的島屿，但其中較重要的有十五个：南长山島、北长山島、大竹山島、小竹山島、大黑山島、小黑山島、庙島、高山島、猴磯島、砣磯島、大欽島、小欽島、南隍城島、北隍城島和車由（沙磨）島等。此系列島屿在一定程度上限制了渤海和黄海的水交换。

中国海的位置南自南海的南沙群島的南端約北緯 4 度起，直到北面渤海辽东湾湾底的大凌河河口約北緯 41 度止，計占緯度 37°。

若以北緯 23°27′（北回归綫）为界綫，則在其南的海区，即南海应属热带海之列，在其北面的东海、黄海和渤海应属溫带海。但渤海和北黄海的沿岸，冬季有結冰现象。

綜上可見，中国海的海况是复杂的，但其多样

性，却成为海洋渔場和发展海水养殖事业的优越的自然条件。①

§2 中国海的海流

中国海的海流系統，从总的方面来說，計有两大系：台湾暖流(或黑潮)及其分支和中国沿岸流。

台湾暖流在台湾东南外海，于10月到翌年4月有一分支通过巴士海峽流入南海，主流則沿台湾东岸流动，通过台湾和石垣島間的水道进入东海。在5—9月間，因在南海吹着强劲的西南季风，形成一支强大的风海流；它不但頂着不让台湾暖流的小分支通过巴士海峽进入南海，并且反而經过此海峽輸給台湾暖流以大量的水量。

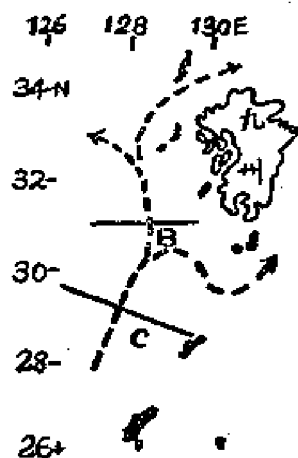
于10月到翌年4月間进入南海的台湾暖流的支流，在台湾西南又分为两支：一支通过台湾海峽进入东海与主流汇合；另一支則沿广东海岸南流，而后沿越南、加里曼丹島和巴拉望海岸流动，成功一反时針环流。进入东海后的台湾暖流，沿1,000米等深綫流动，直到奄美大島的西面才分为两支：主流是通过九州和奄美大島間的吐葛喇海峽流入太平洋(此一支流詳情已在§7-6中記述)，另一小支流是沿九州外海北上，流抵济州島南方外海又分为两支：一支通过对馬海峽流入日本海，称为对馬海流；另一支是沿黃海中部北上进入黃海北部和渤海。这支流称为黃海暖流。于夏季它在北黃海另有一分支流向海洋島方面，其后轉向沿朝鮮西海岸南下。

中国沿岸流系由春末的融冰流、夏秋两季的淡水流和盛行季风产生的风海流等組成的。它的流域靠近中国海岸的海区。它的流向，在冬季是由北而南，直至中印半島；在夏季，对其流向，意見有二：一者，认为以杭州湾为界，在其北，乃自北而南，在其南，則自南而北。另者认为，均是由南而北。

以后者的流向为准来說，則中国沿岸流的流向，在冬季全部与台湾暖流的流向相反，在夏季，則与台湾暖流的流向相同或相近。

中国海的这两大海流系統都有季节变化。关于中国沿岸流，依上所述，其季节变化是显而易見的，而台湾暖流及其支流(例如对馬暖流)，依加藤威夫的研究，不仅有明显的季节变化，并且还有逐年的变化。

在图附-3中选取观測断面B和C。为示出台湾暖流和对馬暖流的季节变化和逐年变化，基于上述两断面所得的資料，选取两項来作为其指标：①取Cl＝19.00‰和氯度最大值这两等值綫所包圍的面积(A)；②求算0—75米层的平均水溫值$\overline{T}_{75}$。在夏季(7—8月)和冬季(2月)所得的各值分別列在表附-1各相应的栏内。



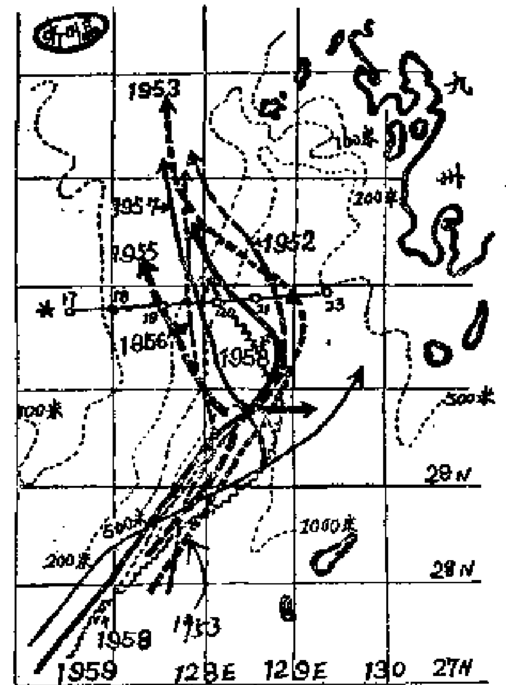
图附-3

① 目前手头沒有关于南海的水文資料，故本章沒有記述南海水文概况一节。

表附-1 暖流系流域中断面 B 和 C 自 1951 至 1959 年間两个水文指标的量値

年	断面 B								断面 C							
	夏 7-8 季				冬 2 季				夏 7-8 季				冬 2 季			
	$\bar{T}_{75}$(°C)	偏差	A (平方公里)	偏差	$\bar{T}_{75}$(°C)	偏差	A (平方公里)	偏差	$\bar{T}_{75}$(°C)	偏差	A (平方公里)	偏差	$\bar{T}_{75}$(°C)	偏差	A (平方公里)	偏差
1951	18.46	−0.3	21.42	− 1.8	—	—	—	—	20.27	−1.1	57.30	− 7.2	—	—	—	—
1952	18.04	−0.7	21.00	− 2.2	17.36	−0.4	34.65	+ 3.77	21.12	−0.3	62.91	− 1.5	20.68	+0.9	70.91	− 7.67
1953	—	—	—	—	17.40	−0.3	20.85	−10.03	—	—	—	—	19.85	+0.1	72.68	− 5.90
1954	18.28	−0.5	17.95	− 5.3	—	—	—	—	21.90	+0.5	64.35	− 0.2	—	—	—	—
1955	19.60	+0.9	29.67	+ 6.4	17.61	−0.1	42.17	+11.29	22.00	+0.6	71.76	+ 7.3	19.63	−0.1	71.53	− 7.05
1956	19.35	+0.6	26.20	+ 3.0	17.29	−0.5	26.64	− 4.24	21.54	+0.2	66.17	+ 1.7	19.77	±0.0	85.50	+ 6.92
1957	—	—	—	—	17.66	−0.1	29.20	− 1.68	—	—	—	—	19.02	−0.8	89.64	+11.06
1958	—	—	—	—	18.39	+0.7	29.35	− 1.53	—	—	—	—	19.50	−0.3	75.15	− 3.43
1959	—	—	—	—	18.48	+0.7	33.27	+ 2.39	—	—	—	—	19.97	+0.2	84.63	+ 6.05
平均	18.75		23.24		17.74		30.88		21.37		64.5		19.77		78.58	

从上表数值可知，以夏季的两个指标来說，1951年以来，台湾暖流逐渐增强，1954—1955年达最大，自此后，虽渐趋减弱，但至1958年还未复原；与此相較，对馬暖流的情况較为复杂，这可认为是它同时受到台湾暖流和黃海水团（詳見§5）的影响所致。再看冬季的两个指标。在台湾暖流，断面面积(A)和平均水温($\overline{T}_{75}$)的变化趋势不但不是一致的，反而在某些年間出现相反（例如1957年）；就平均水温($\overline{T}_{75}$)来說，台湾暖流和对馬暖流的趋势几为平行。此隐示着，在冬季，对馬暖流仅受台湾暖流的支配。据此，借后者的动向来推测前者的可能性似存在。从冬季的数值总的看来，暖流系于今后似将逐渐增强。不仅如此，台湾暖流和对馬暖流的流軸位置也有逐年的变化。如图附-4所示的，自1952年至1959年各年冬季暖流系流軸的动态各不相同。



图附-4　暖流系流軸的逐年变化

又，在求算第一个指标时发现，这个中心层的厚度，在夏季，对馬暖流和台湾暖流分别位在50—150米和0—300米，而在冬季，則分别位在0—200米和0—400米。

据日高孝次的研究，台湾暖流的年变化，大致情况是：春夏两季最强，秋季衰减，冬季再稍为增强，春初又再度衰减。至于逐年变化的周期，規律性較小，难于明确确定。

§3　中国海的波浪

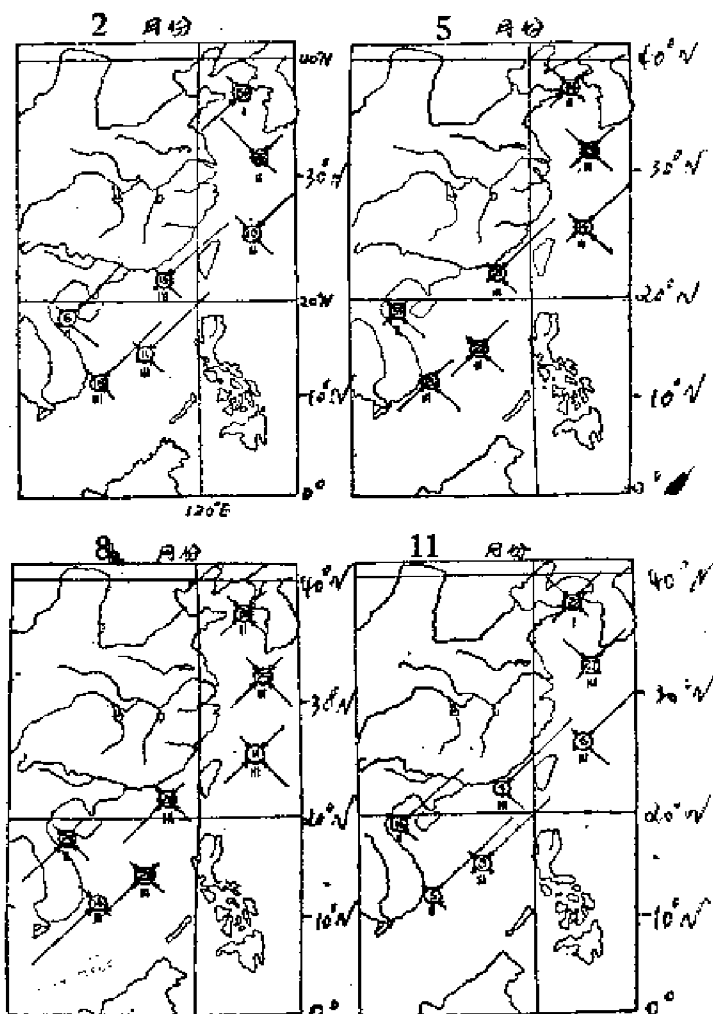
图附-5表出2、5、8、11等四个月中国海几个地点风浪和涌的概况。图中圓圈内的数字，代表沒有风浪和涌的次数所占观测次数的百分数。圓圈下面的罗馬字Ⅰ代表观测次数少于25次；Ⅱ代表观测次数在25到100次之間；Ⅲ表示观测次数为100到500次之間。圓圈外面的箭头代表从該方向傳来的波浪，綫段长0.5厘米，表示25%；1.0厘米长表示50%；1.5厘米长表示75%。綫段所示的百分数，加上圓圈里的数字，应是100%。

以5月份台湾东北面（东海外侧）一个地点的波浪情况为例：該处波浪概况图是得自100到500次观測資料統計的結果，沒有波浪的次数占14%，来自东北方向的波浪占42%，东南方向来的占25%，西南方向来的占11%，西北方向来的最少，只有8%。

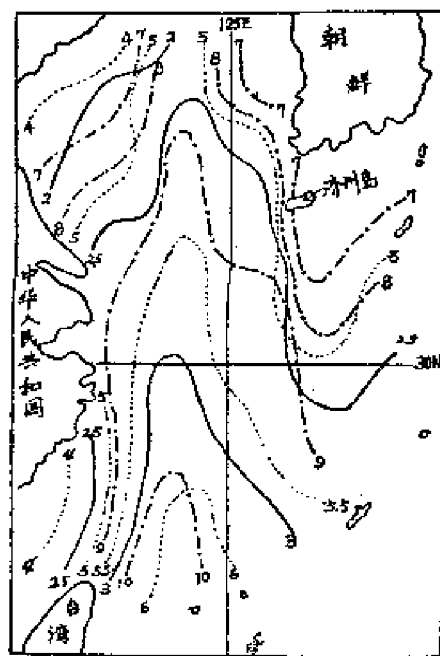
由图看出：2月份和11月份，北緯30°以南，包括整个南海，波浪方向以来自东北方面的居多，而8月份南海的波浪大多是来自西南方面；台湾海峽南面的波浪除8月份外，主要都是来自东北方向。东海外侧风浪和涌的出现率最多，就是5月份沒有风浪和涌的次数也不过只有14%而已。南北黃海交界的地方，2月份观測所得的資料中，有一半的次数沒有

风浪和涌，假定有的話，自西南方面傳来的占絕大多数。南海5月份、8月份风浪和涌的出現率比2月份和11月份的少。南黄海一年四季出現率均相差不大；2月份主要是来自西北方向，5月份各个方向来的波浪，出現次数相差不多，8月份西南方向来的居多，11月份东北和西北方向来的居多。

上面我們已簡介了中国海的波浪概况。下面記述北风时，风速分别为10米/秒、15米/秒和20米/秒情况下，依斯威尔德洛普-蒙克的方法求得的如图附-6所示的南黄海和东海风浪的波高分布情况。图中数字为波高值，单位为米。



图附-5　中国海若干地点的波浪概况



图附-6　北风时，南黄海、东海的波高分布

—— 风速为10米/秒的等波高線
---- 风速为15米/秒的等波高綫
-·-·- 风速为20米/秒的等波高綫

从图附-6上可知，南黄海北部的波高与东南面琉球群島方面的波高有大的差异，其比值約为1.5；东西两側較中部的为小；当风速由10米/秒增至20米/秒，这时的波高則为10米/秒时的3—4倍。

§4　中国海的潮汐

中国海的潮汐，主要受太平洋傳来的潮波的影响。由于中国海深度淺，地形又复杂，致

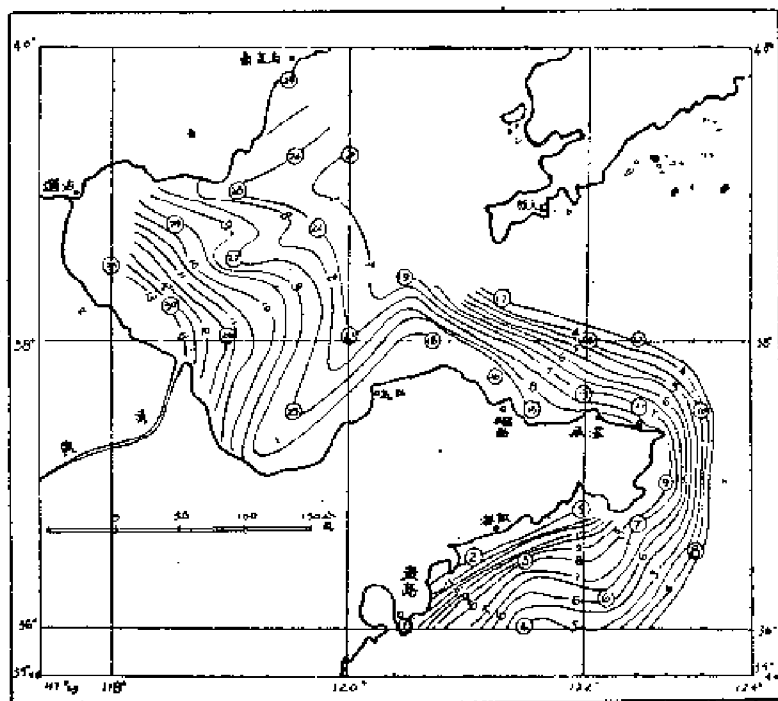
使潮汐性质复杂。中国海岸的潮汐类型，在渤海，除秦皇岛稍北一小地带为正规日潮和不正规日潮外，其余地带为正规半日潮和不正规半日潮。黄海和东海，全部为正规半日潮和不正规半日潮。台湾海峡，福建岸是正規半日潮和不正規半日潮，而在台湾，除其西岸的中部为正規半日潮外，余者为不正規半日潮。南海广东海岸的潮汐性质較为复杂，自北而南，計有不正規日潮、不正規半日潮和正規日潮；海南島的北部湾海岸为正規日潮，其余为不正規日潮。

就潮差来說，在渤海，辽东湾湾底的潮差最大，达4米，秦皇島附近較小，不及半米，其余地带均在2—3米。黄海，一般来說，中国海岸的潮差較朝鮮海岸的小；朝鮮仁川的潮差可达10米，为太平洋亚洲岸的最大潮差之一(鄂霍次克海为11米)；山东半島成山头的潮差最小，不到一米；中国岸的其余地带的潮差都在2—5米之間。在东海，中国海岸的潮差較琉球群島的为大，并以杭州湾和福州附近的为最大，在6米以上，其余地带均在3—6米之間。台湾海峡，福建岸的潮差較台湾岸的为大。

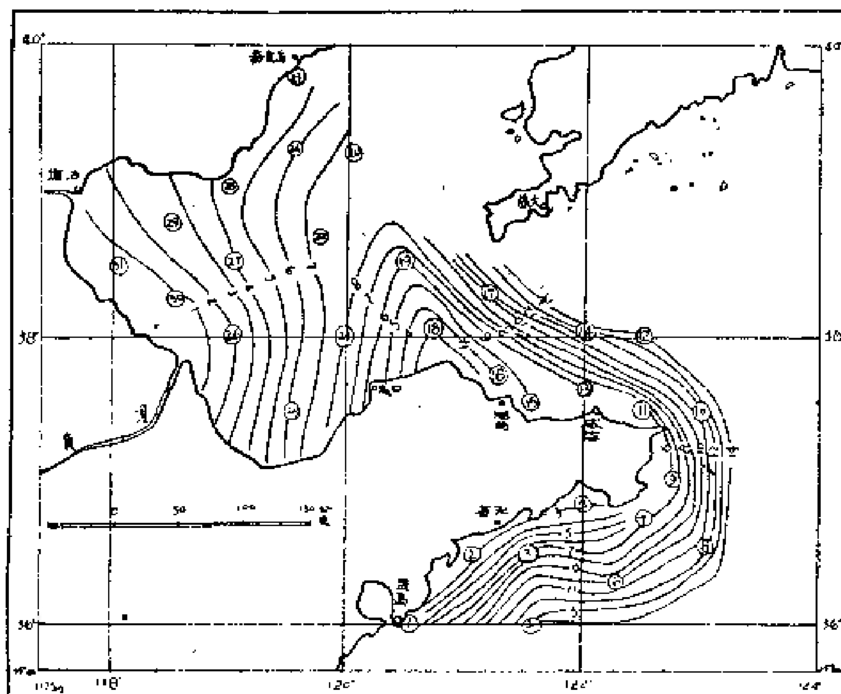
§5　黄渤海的水文概況

这节所談的水文，只就水色、透明度、盐度(氯度)和溫度等四項而論。渤海和黄海，四周几被陆地所包圍。所以，这两个海区的水文要素的分布及其年变化均直接受到大陆的气候和河川淡水流入的影响，因而表現出极其明显的大陆性。

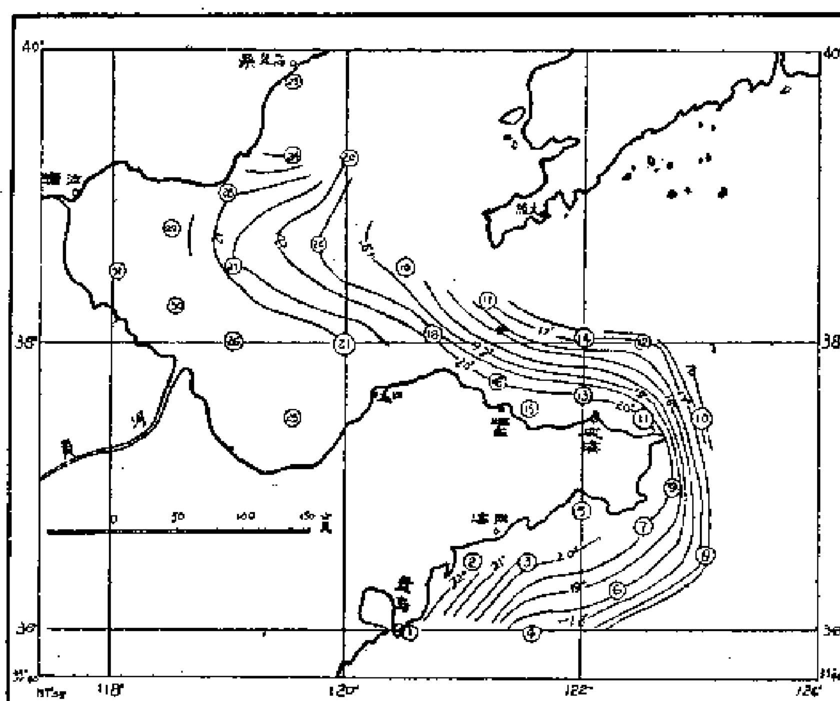
第一、水文要素的等值綫几与陆岸平行。在这里，我們仅举海水的溫度、盐度、水色和透明度等的等值綫为例来說明。



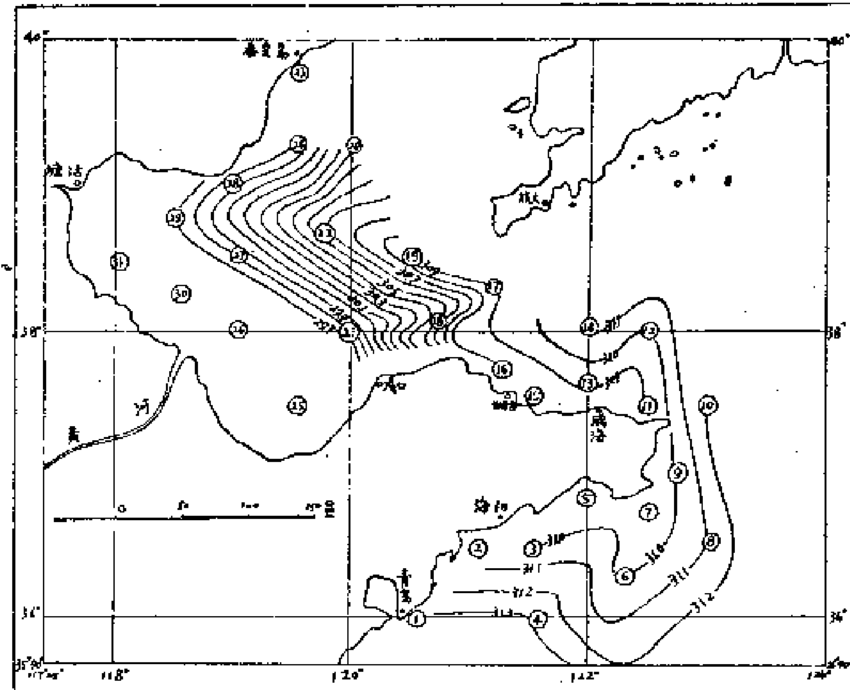
图附-7　水色



图附-8 透明度



图附-9 水温

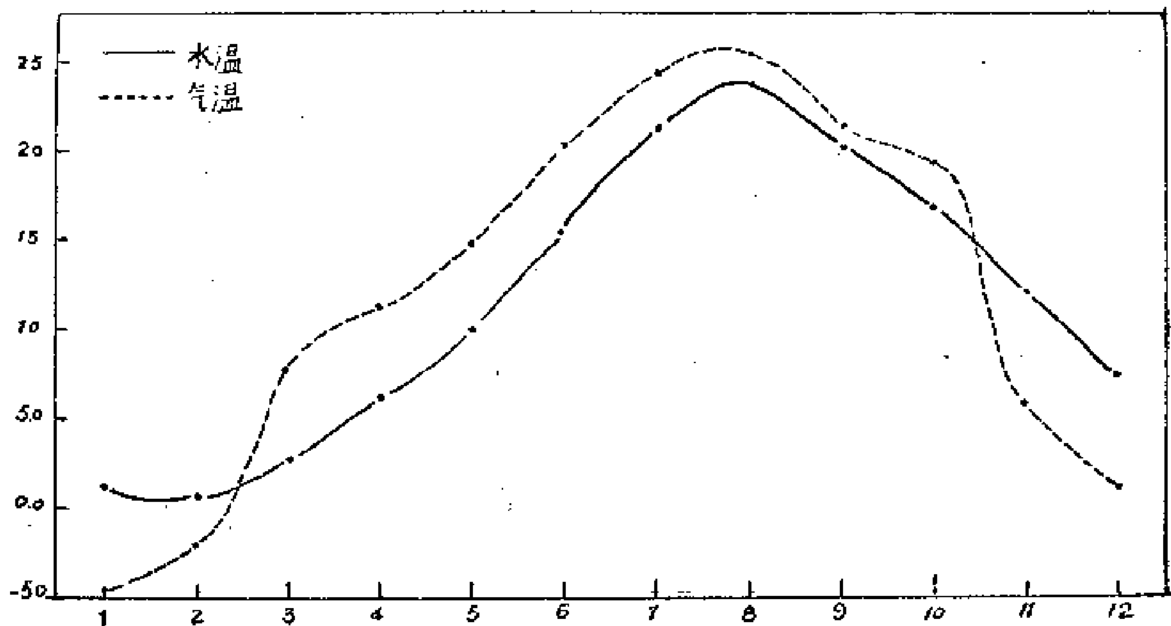


图附-10　盐度

图附-7 和 8 是分别根据 1935 年 6—10 月在渤海湾、莱洲湾和黄海北部山东沿岸进行的海水的水色和透明度的观测資料繪制成的。图中圓圈内的数字表观测站号，沒有圓圈的数字分别表福莱尔水色計号数和透明度的米数。

从上述两图可看出，等水色綫和等透明度綫都几与陆岸平行，数值均由陆岸向外海遞增，以及两者的数值成正比。

图附-9 和 10 也是分别根据上述期間在上述海区进行的 20 米层次的溫度和盐度的观



图附-11　水溫与气溫的年变化

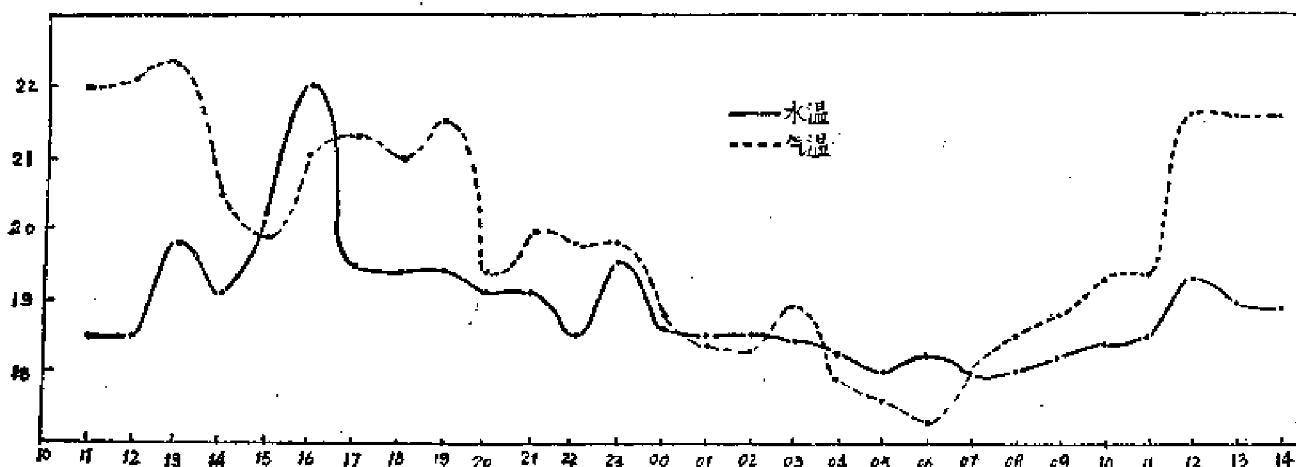
测資料繪制成的。图中的温度和盐度值的单位分别是(°C)和(‰)。

須指出，上述四图中所載的等值綫，虽几与陆岸平行，但这并不是黄渤海水文的一个恒有的性质，例如，当大陆徑流强大，或沿岸流强盛，或天气发生突变时，上述的等值綫就取与徑流，或沿岸流流軸平行的，或其他形式的分布。

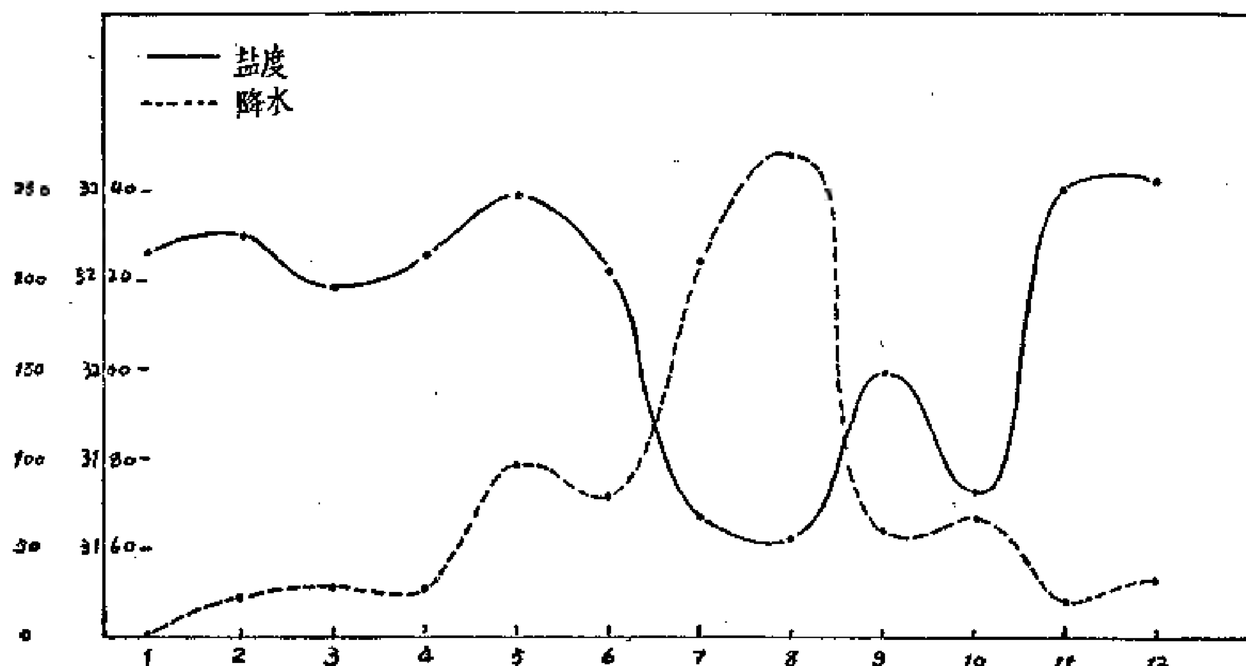
黄渤海水文要素的第二个大陆性特征是受陆地的影响大。图附-11示出該海区某测站的水温与气温的年变化。

从图附-11得知，水温的年变化趋势与气温的几为一致，即水温随气温的升高而升高，下降而下降。这一特征，不仅表现在年变化上，并且也在表层水温日变化上显现出来。如图附-12表示。

可見，水温的时間变化是和該时期气温的时間变化有着一定的关系的。因此，为要了解



图附-12 水温与气温的日变化



图附-13 降雨量与盐度的年变化

和掌握水温的变化，气温是个不可忽视的重要因素之一。

这个大陆性特征，还表现在降雨量和盐度的年变化关系上。如图附-13 所示。

§1 曾已述及，渤海为約 30 米以內的內陆淺海，而黄海为約 80 米的半封閉型的淺海。由于水浅，在冬季寒冷盛行季风的长期作用下，表层水受冷却，密度因而剧增，随之而生的上下对流就可达到海底，使上下水层得到充分的混合，水文要素从而就趋于均匀。例如，于 1931 年 2 月和 8 月份分别在表附-2 所示的地点进行水温观测所得的值就是一例。

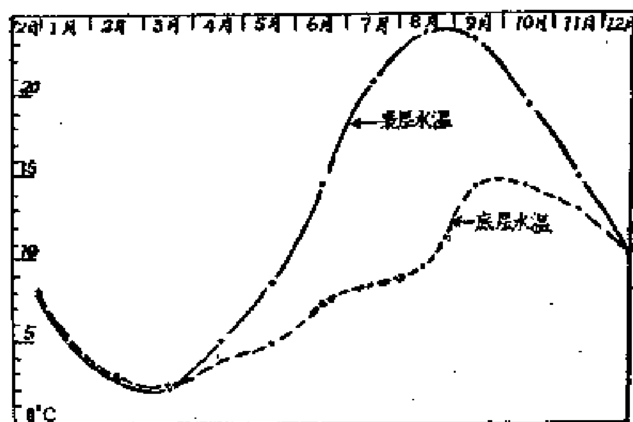
表附-2　黄海三个代表性地点夏冬两季的水温值比較

地点	項目	季别	表面水溫 (°C)	10米 (°C)	25米 (°C)	50米 (°C)	底层 (°C)	水深(米)	观測月日
北部	老虎滩	夏	24.7	21.2	10.6	—	7.2	52	7 月28日
		冬	2.6	2.5	2.5	—	2.6	53	2 月 8 日
中部	黄海中部	夏	26.1	24.3	13.7	8.7	8.3	76	8 月 9 日
	大青群島	冬	6.0	6.4	6.1	6.2	6.3	84	2 月11日
南部	南黄海	夏	26.2	25.1	19.2	12.9	11.3	85	8 月 4 日
	紅島西面	冬	7.7	7.5	7.5	8.0	8.0	87	2 月 8 日

从表中数值可看出，冬季的水溫垂直分布，不論是黄海北部，中部或南部，都是很均匀的，上下水层的溫度相差不多，甚至有的下层溫度反而較上层的为高。还可看出，表层的溫度年較差，北部較大，为 22.1°C；中部其次，为 20.1°C；南部最小，为 18.5°C。此外，溫度年較差随深度的增加而变小。

表附-2 所示的数据，虽仅是一年中夏季(8 月份)和冬季(2 月份)的，但由此得出的概念是具有普遍性的。例如，根据 1928—1937 年旅大——成山头断面上 10 年的調查資料統計制成的图附-15，也可得出这概念。

在图附-14 还可明显地看出：表层水溫的最低和最高值分别出現在 2—3 月和 8—9 月，此两时期恰是表层海水热量收支近于平衡，因而逐日变化率最小，平均每 10 日变差还不到 0.5°C。与此相反，表层水溫在其剧升的 5—7 三个月和急降的 11—1 三个月，即是热量收支相差最大的季节，故逐日变化率也达最大；平均每 10 日变差可达約 2°C。和表层的相似，底层水溫在其最低时之 2—3 月和最高时之 9—10 月，变差最小；平均每 10 日，变差約在 0.0—0.8°C 之間。在其驟升的 8—9 两个月和剧降的 11—1 三个月，变率最大；平均每 10 日变差最大者可达 1.6°C。

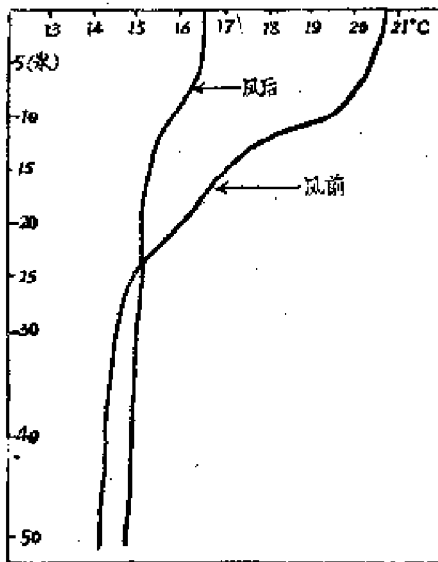


图附-14　1928—1937 年間平均水溫的年变化

分析这个过程所得的概念，于实际工作是有益的。在海洋調查中，在变率最小时节，可忽

略逐日变化的影响，而在变率最大季节，特别是調查期間較长(如在 10 日以上)时，則必須予以充分注意。

各种水文要素，不論是大洋或是淺海虽都处在永无止息的变化之中，但淺海所显示的，既剧烈又复杂。这除表现在复杂而又显著的年变化（渤海水溫年較差可达 22°C 之巨）和日变化(从以往的观測結果发現，水溫日較差最大可达 11.9°C)外，还有临时性的变化。如图附-15 所示的。在风暴前后的两次观測值就显出很大的差异。两者相較，可看出在 25 米层以上的水溫在风暴中普遍下降，其中表层下降达 4.2°C，而在其下的深层水溫則普遍升高 0.5°C 左右。



图附-15　风暴前后水溫垂直分布的变化

在河川入海附近的海区，洪水吐泄也是致使水文要素发生临时性变化的主要原因之一，必須予以注意。基尔(Richard A. Geyer)指出，在密西西比河河口外附近海区(距岸 6—8 浬)曾发现在洪水注入的一二天內，盐度变差可达 19‰ 之巨。我国长江、黄河等較大河流的河口附近海区，估計也必定有类似的情况发生，虽然目前沒有具体数据說明。

黄海水团占据着黄海除近岸区域外的整个海区和东海北部海区，因此它不但左右着黄海本区的水文状况，并且也影响着东海的水文；同时，并关系到黄渤海和东海某些魚类的漁期的迟早和漁业的丰歉。

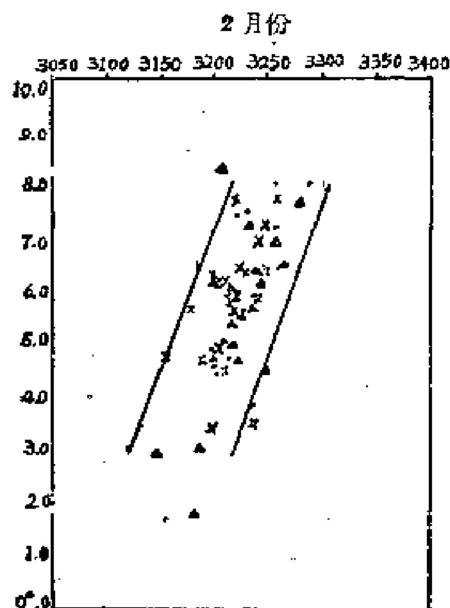
夏季黄海水团底部的冷水团，是黄海水团的特征之一。关于它的形成，赫崇本先生等在他們的"黄海冷水团的形成及其性质的初步探討"一文中，根据他們取自海洋調查要报 1930—1940 年的溫、盐度資料的分析結果，指出黄海冷水团是在冬季，表层海水受地区的干燥、寒冷且强烈的季风的长期作用下，产生蒸发，降溫，密度增大，从而形成强盛的上下对流，遂形成了一个上下一致的低溫高盐的水团。这就是說，黄海冷水团是生于原地的。

赫先生等还提出一种所謂 $T-S$ 关系图来进一步探討这水团的性质、季节变化以及它所能达到的范围。

$T-S$ 关系图，是取以盐度值为横坐标，溫度值为纵坐标的一种图解，其意义与 $T-S$ 曲綫相近。将各測站获得的表层、25 米层和底层的溫、盐度值，分别用符号"•"、"×"和"▲"表示，并填在 $T-S$ 关系图上，从而得图附-16、17、18 和 19。这四图分别表示 2、5、8 和 11 月份的情况。

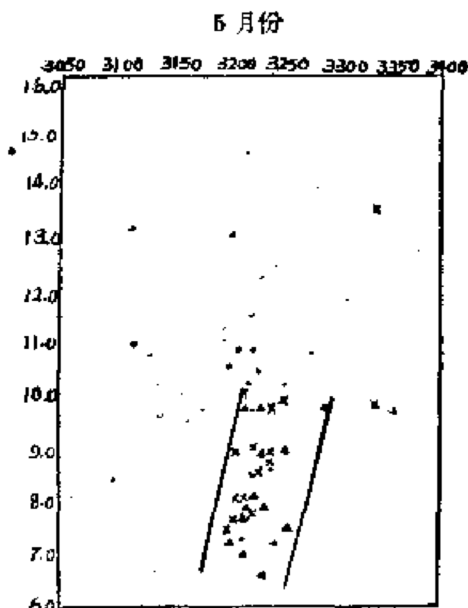
从下列四图可看出：在 2 月份的图中，代表表层、25 米层和底层的点位都均匀地分布着。这就表明，整个海区上下层存在着一个低溫、高盐的水团，并大致可由 $T=3.0°C$、$S=31.8‰$ 和 $T=8.2°C$、$S=32.6‰$ 两点間直綫的 $T-S$ 关系来表示；在 5 月份图中，溫度总的趋势比 2 月份的稍高，而上下层盐度的均匀性，已不象 2 月份那样明显。这时期的水团可由

2 月份



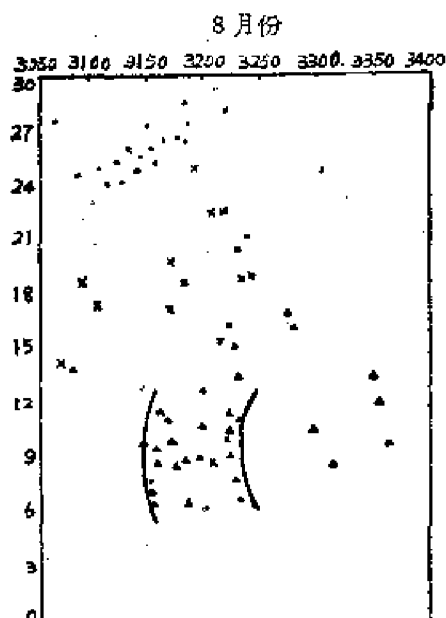
图附-16

5 月份



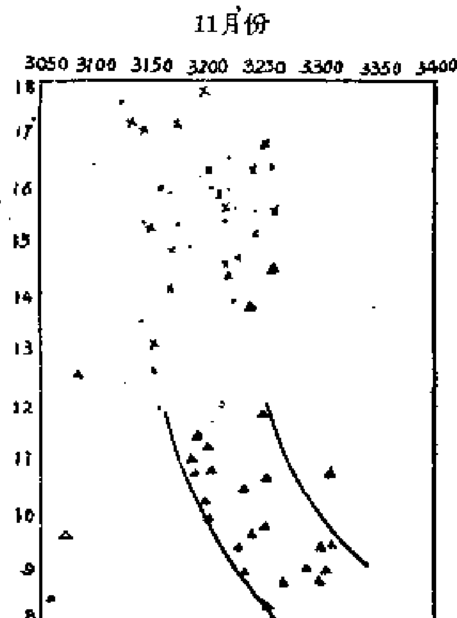
图附-17

8 月份



图附-18

11月份



图附-19

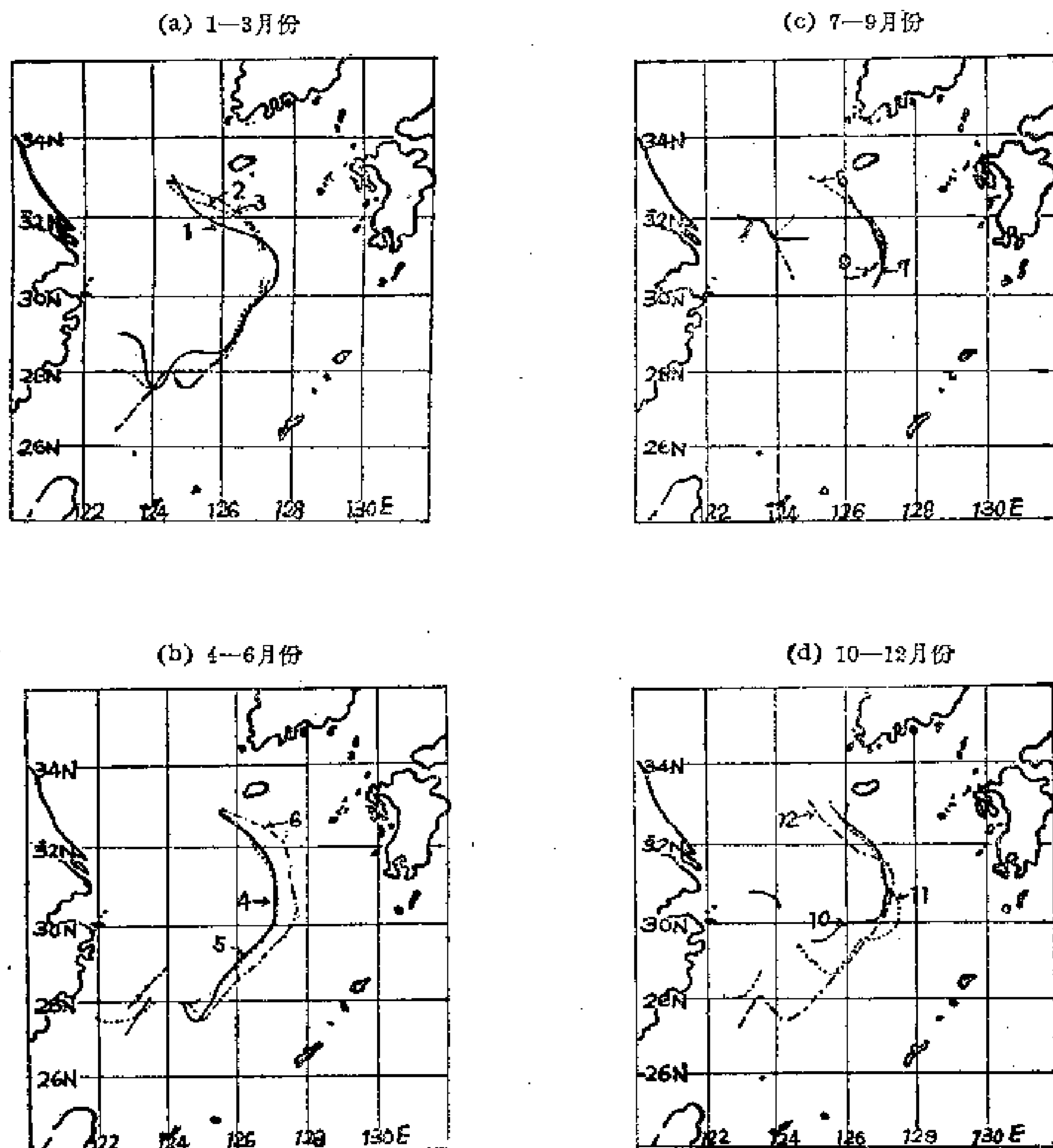
$T=6.8$°C、$S=32.1$‰ 和 $T=10.2$°C、$S=32.4$‰ 两点間的直綫来表示；在 8 月份的图中，其所显示的性质与 2、5 两月份的，有大的差别，冷水团仅存于底层，$T-S$ 关系由 $T=6.2$°C、$S=32.0$‰ 和 $T=12.8$°C、$S=32.1$‰ 两点間的直綫表示；在 11 月份的图中，上、下层盐度又漸趋一致，但不象 2 月份那样明显，可认为它与 5 月份同属于过渡性的。这时期的水团的性质可由 $T=8.6$°C、$S=32$‰ 和 $T=12.0$°C、$S=32.1$‰ 两点間的 $T-S$ 关系綫表示。

至于水团能扩展至何范圍？原作者是在用来标志冷水团性质的 $T-S$ 关系图解中选擇一些位于最大和最小的經緯度的点予以概略表示。据此，它所能扩展到的范圍如表附-3所示。

表附-3　黄海水团所能扩展到的范圍

月　　　份	2	5	8	11
水团的最大經度	126°E	126°E	125°E	125°E
水团的最小經度	122°E	122°E	121°E	122°E
水团的最大緯度	38°N	39°N	38°N	38°N
水团的最小緯度	34°N	35°N	33°N	34°N

菊池繁雄用另一方法来研究黄海水团扩張范圍及其年变化問題。其方法是，他根据1953—1957年东海表层平均水溫的水平分布，擇取水平梯度最大的地带作为黄海水团的鋒面，从而确定了它的范圍及其年变化，即如图附-20所示。

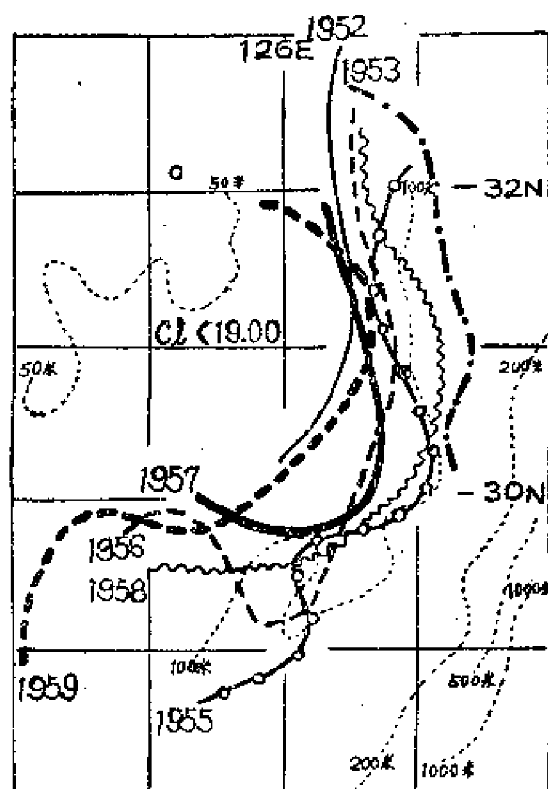


图附-20　黄海水团鋒面的年变化

从图 24 看出，黄海水团在对馬暖流那边的鋒面即 33°N、125°E—30°N、127°E 一綫的季节变化不大，而在台湾暖流那边的鋒面則有明显的季节变化。

在 12—5 月，鋒面自 30°N、127°E 向西南延伸至 26°N、123°E 附近，这表明水团向南方扩展是很强的；在 6—7 月和 10—12 月，鋒面退回至 28°N 附近；在 8—9 月份，再继續后退到 30—31°N 附近。

关于黄海水团鋒面的变动問題，加藤威夫从另一角度来探討。他采用求取 0—75 米水层的水溫和氯度的平均值，取 $\overline{T}=15°C$ 和 Cl＝19.00‰ 作为划定黄海水团与其他水系（台湾暖流、对馬暖流等）的准据，来确定冬季（2 月份）黄海水团鋒面的逐年（1952—1959 年）变化。其变动情况如图附-21 所示。



图附-21 黄海水团鋒面的逐年变化

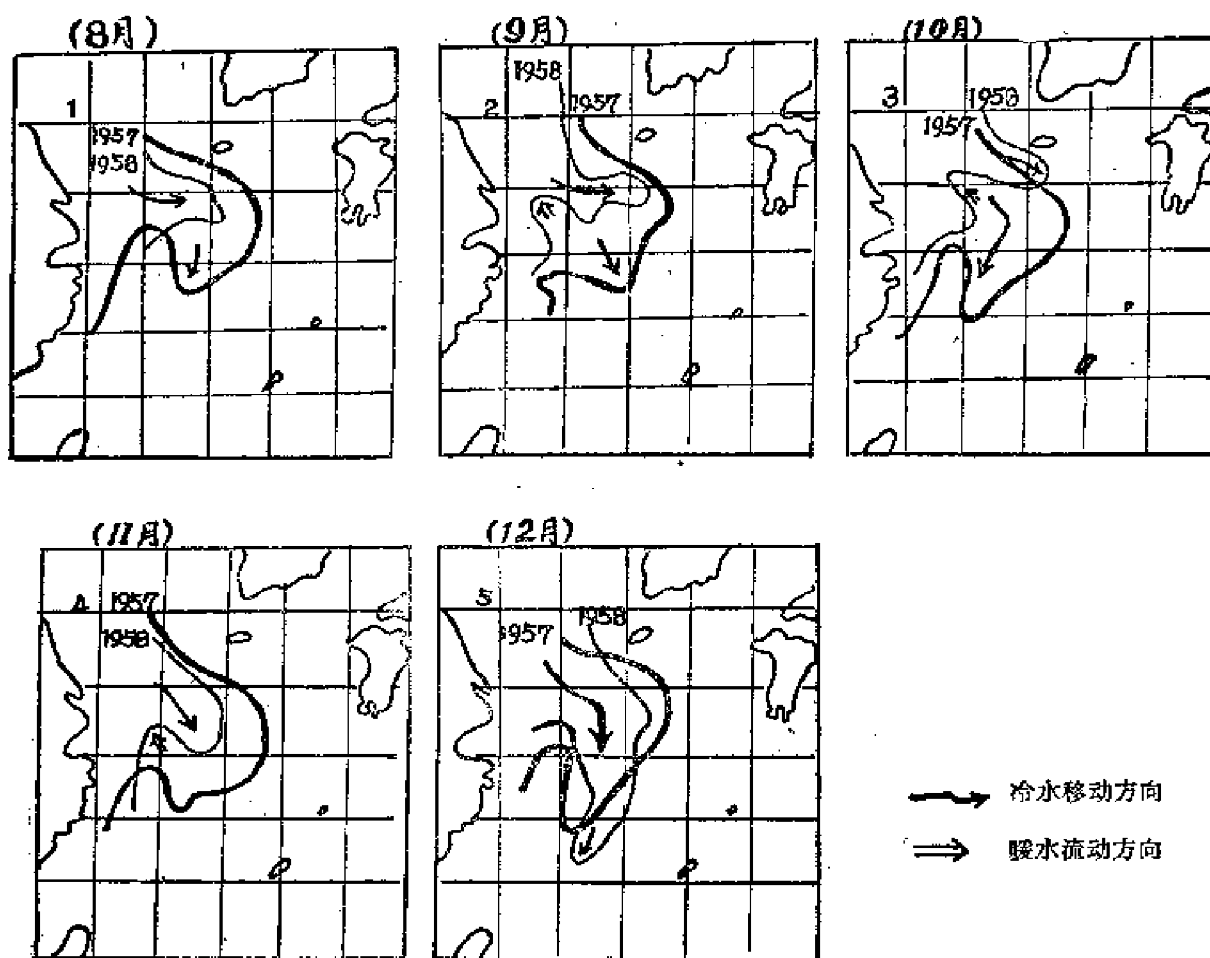
加藤氏据其研究結果指出，在黄海水团海域，历年来，在夏季，表层水和下层水的移动方向多数是互异的。而在冬季則否；整个黄海水团主要是向东南或向南方移动。因此，黄海水团在 30°N、127°E 处的鋒面的变动是明显的，变动海域約为 100 公里，而在对馬暖流那边的鋒面，东西方向的变动也約有 80 公里。

于此，我們要問：支配黄海水团消长的因子是什么？据加藤氏的研究，决定因素有二：①从該年春季至夏季期間的大陆河川流入的淡水量的多寡，和②冬季季风的强度与时間的长短。1957 年和 1958 年两年 8—12 月份水团在东海的鋒面的变动情况，就足以用来說明这一問題。

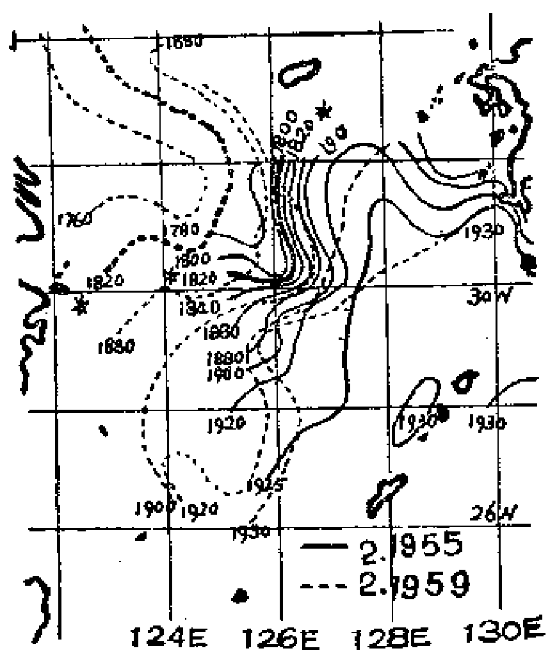
1957 年和 1958 年分别为洪水年和干旱年，因此可明显地从图附-22 看出，自 8 月份至 11 月份，1958 年的鋒面位置均較 1957 年的为后，即示出在这几个月，1958 年水团的范圍均較 1957 年的为小，但自 12 月份起，因冬季季风加强，1958 年 12 月份的鋒面因之就扩伸至几与 1957 年的相近。

第一个因子究竟起了多大的作用？从加藤氏求取 1955 年和 1959 年两年的 2 月份东海 0—75 米水层 Cl‰ 的平均值，并繪制成如图附-23 所示的分布图得知，1955 年 2 月份水团的鋒面是較 1959 年的更伸进东海，两者相較，其所以一大一小，究其原因，是因为两者的前年，1954 年和 1958 年，分别为洪水年和干旱年所致的結果。由此还可得知，大陆河川流入的淡水量的影响是具有持久性的。

黄海水团的消长，不仅促使黄海本区水文状况随之而变，并且也是支配东海的水文状况的主要因素之一。关于后者，将在 §6 記述。



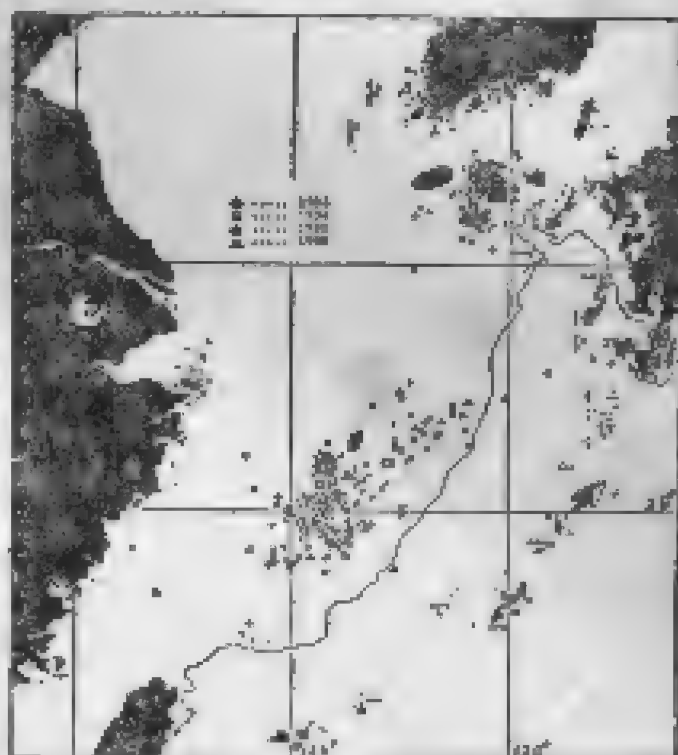
图附-22 1957年和1958年8—12月份各月黄海水团鋒面的变动和比較



图附-23 1955和1959年两年2月份黄海水团鋒面的比較

审查图附-23可知：1955年2月份黄海水团的范围是较1959年的为大；从两者的分布形式可看出，水团衰弱的1959年，其主轴移向中国大陆方面，使中国沿岸水域的水温下降，另一方面，有一台湾暖流的支流沿东经124—125°北上，和另一支流经济州岛南面伸入黄海。暖流范围的扩伸，从而使黄海东侧中部一带海域的水温增高，盐度加大。

据辻田时美和近藤正人的研究，扩伸至奄美大岛西北面的冷水舌的消长，关系到九州西面外海胡麻鲐（Scomber tapeinocephalus）夏季的渔汛期。冷水舌退缩得早，渔汛期提前，反之，则推迟。



图附-24 东海鲐渔场

图附-24所示的，是根据1953—1956年四年间所捕获的鲐而确定的渔场位置。济州岛鲐渔期为7—9月三个月，东海渔期为10月至翌年6月。将与图附-24(a)、(b)和(d)对照起来看，可明显看出，除济州岛和九州附近外，鲐渔场的位置是与锋面的位置一致或相近，这表明：渔场的位置与黄海水团的锋面是有一定关系的。可见，研究黄海水团和台湾暖流的消长，是有助于对东海鲐渔场的位置及其变动规律的了解与掌握的。

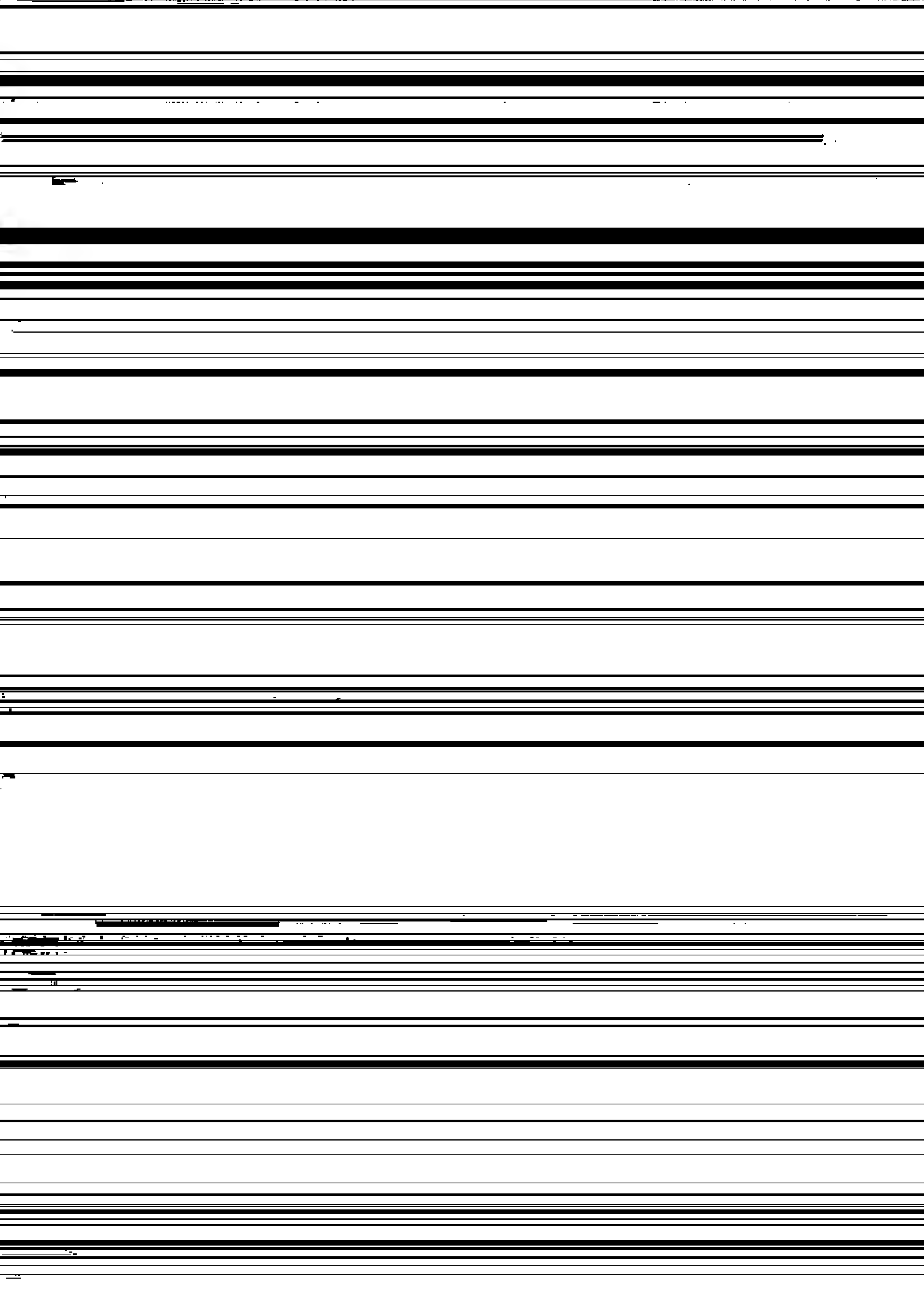
§6 东海的水文概况

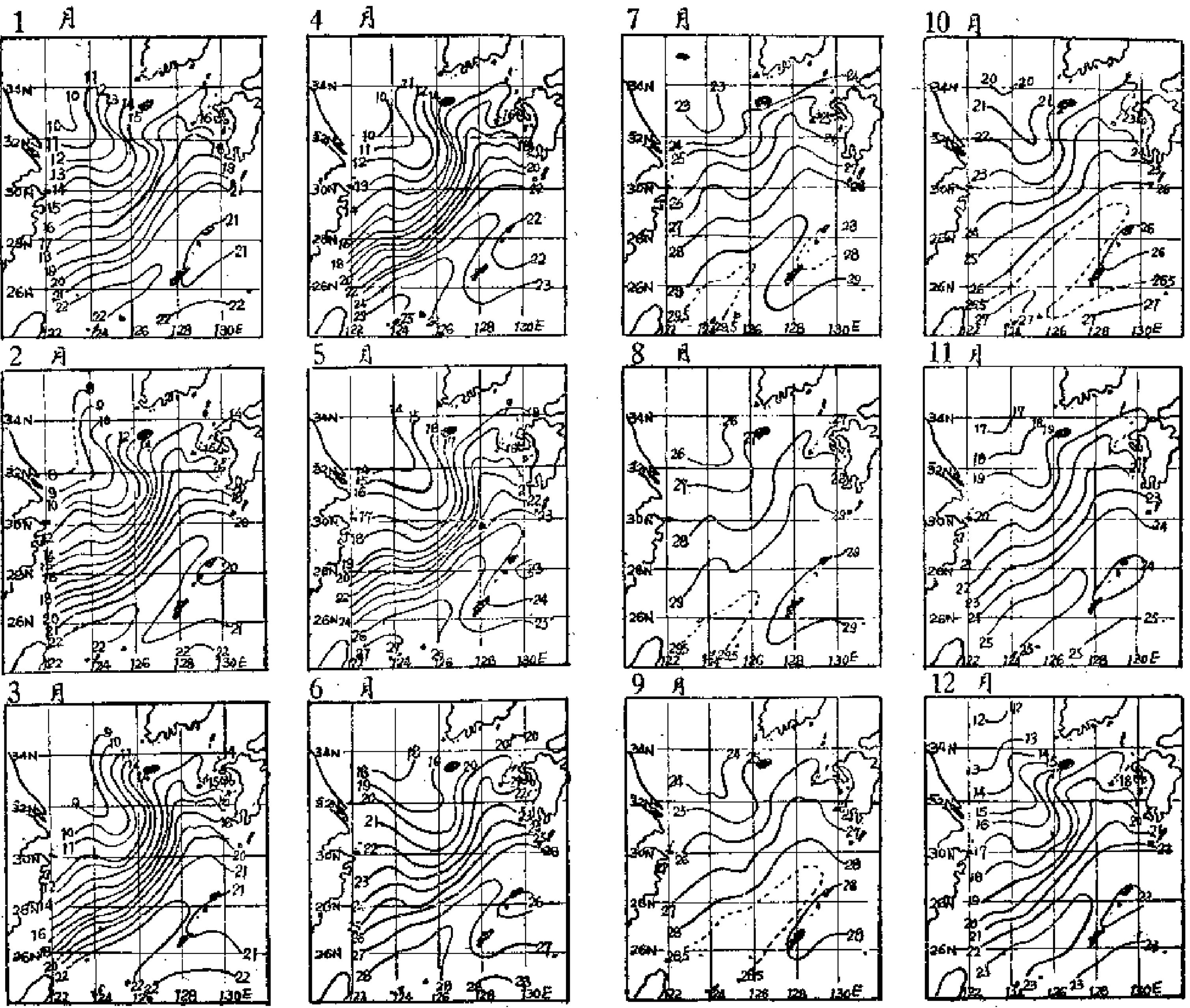
东海为一典型的边缘海，深度为200米以内的面积约占总面积的三分之二；在其东侧，深度剧增，达1,000米以上，海底的坡度因之变得大。

东海的主要水团有三：台湾暖流、对马暖流和黄海水团；三者的大致位置如图附-25所示。除此外，还有从九州西岸和朝鲜东部各河川流入的、聚留在济州岛附近的沿岸水，以及从中国大陆中央部分各河川流入的、聚留在长江和钱塘江河口附近海区的大陆沿岸水。这些水团的消长及其相互影响，遂使东海水文状况复杂化。

菊池繁雄利用日本长崎海洋气象台发表的"东海表面水温五年报(1953—1957)"的资料，绘制了东海表面水温的年平均、月平均和年较差等分布图，来分析各水团的性质及其配置的季节变化。

从年平均分布图附-26得知：台湾暖流的年平均值为24—26℃，等温线沿其流轴向东北突出，水平梯度极小，流域的水温几呈均匀；对马暖流为20—24℃，等温线沿其流轴向北方





图附-27　东海表面月平均水温

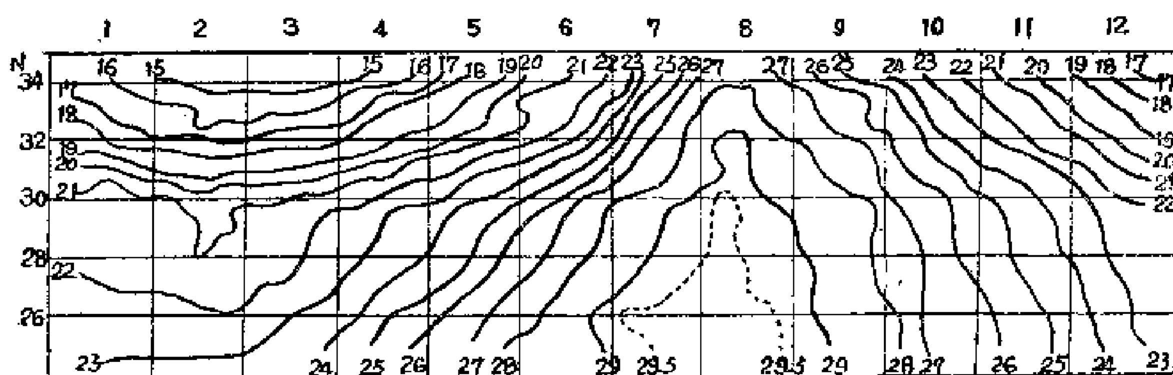
降，到 11—12 月，下降率达最大，約为 2.0°C，自此后，下降率又轉小，幷持續而緩慢地降到一年的最小值 21—23°C。依此变化，其水溫年变化形状可用一正弦曲綫表之。

对馬暖流南部的水溫变化与台湾暖流北部的相同，2 月下旬就开始轉暖，但其北部較之迟后两旬，即于 3 月上旬至中旬才轉暖。自此后至 6 月份止，每月約上升 2.0—2.5°C，7 月份上升得最快，为 3—4°C，其后保持在約 3°C 的速率急升，直达到一年的最大值 28—29°C。由此可知，它的上升起时是較台湾暖流为迟，但却以較大的上升率上升，故几与台湾暖流于同一时期升至最大值。这种变化，越北越是明显。到 8 月下旬，水溫立即轉冷，但下降率都較上升率为小，至 12 月份止，每月約下降 2.5°C，12—1 月份为 2.0°C 左右，1—2 月份減至以 1.5°C 下降，直达至最小值 14—20°C。概述之，对馬暖流流域的水溫年变化，于上升期以較大的速率上升，而下降期却以較小的速率下降，并且上升期間較下降期間为短，所以，其年变化曲綫是非对称的。这种傾向，越往北越是显著。

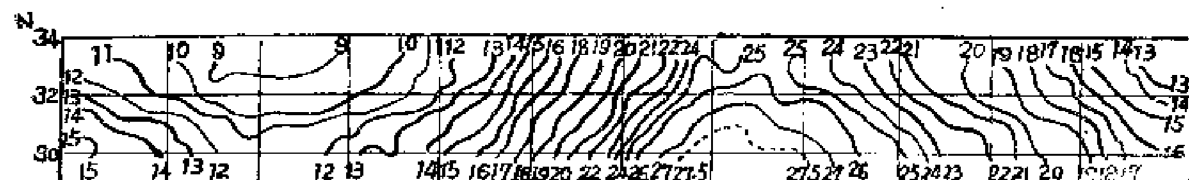
黃海水团轉暖起时虽比对馬暖流迟后一旬，即 3 月中、下旬，但一旦轉暖，就以很大的速率上升，在 4—5 月份，其上升率就达 3—4°C，其后益发加大，至 6—7 月份与暖流系相同，上升率达最大，約为 6°C 左右，即为台湾暖流同期的 3 倍，自此后，稍为減少，至 8 月中旬，升至一年的最大值 25—28°C。最高水溫持續一旬后，8 月下旬始轉冷，下降率虽較上升率稍小，但还是較暖流系的为大，至 11 月份，每月下降 3.0—3.5°C，12 月份下降率达最大，为 4°C 左右，1 月份仍維持在 3—4°C 下降，自此后稍为轉小，直至一年的最小值 9—12°C。

黃海水团的年变化曲綫虽具有与对馬暖流的相似的傾向，但其不对称性却較之更为显著。

(a)暖流系水溫年变化的时間等值綫

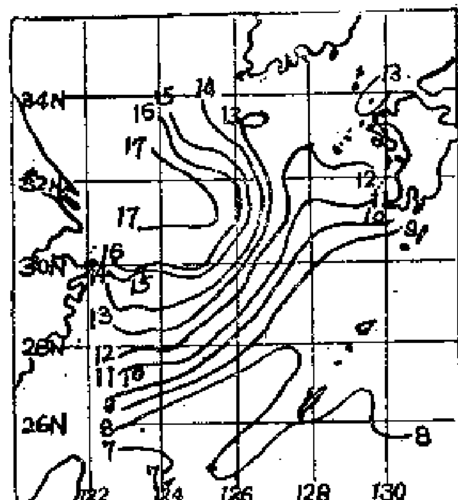


(b)黃海水团水溫年变化的时間等值綫



图附-28

图附-29 为各水团表面水温年較差图。由图得知：台湾暖流为 7—9°C，自南而北，增加得很少；对馬暖流为 10—13°C，随之北流，增加的程度較台湾暖流的为大；黄海水团为 15—18°C，約为台湾暖流的 2 倍，显出最大的較差，在其海域的中心部，較差大致相同，为 17°C，較其四周的为大。此与暖流系的相反。这个不同点可认为与海流的强弱有关。

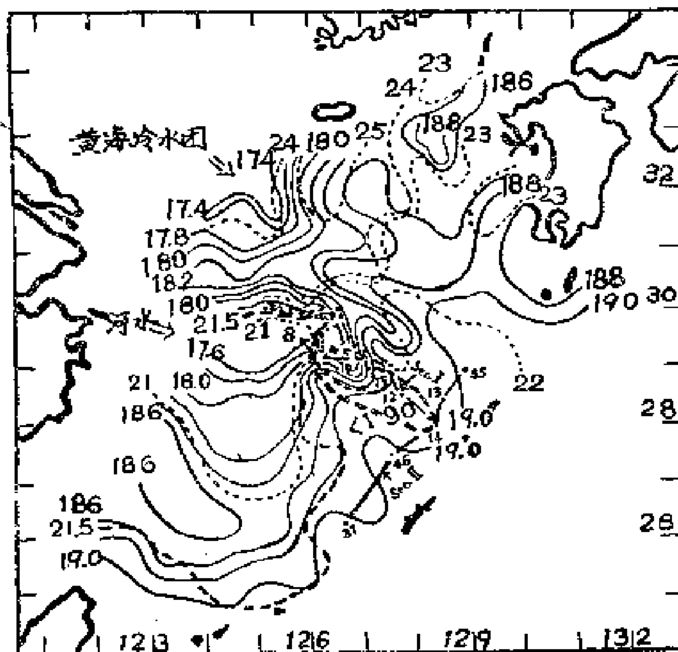

图附-29　表面水温年較差

台湾暖流及其支流的消长虽决定于整个北太平洋的风系，但当朝鮮南部、九州西部，尤其是中国大陆中部为洪水年，或冬季盛行季风异常强盛时，沿岸水和黄海水团的扩伸，則給其以大的影响。

例如：1954 年 7 月大洪水之后，从如图附-30 所示的 25 米层的氯度和条件密度的水平分布可看出，在长江和錢塘江正东方近琉球群島一带海域，台湾暖流流域中有一低盐水体。如取出該图中所示的观测断面 I 和 II 上各测站上氯度的垂直分布資料，幷繪制成图附-31 和 32 則就可更清楚看出这一低盐水体的位置。

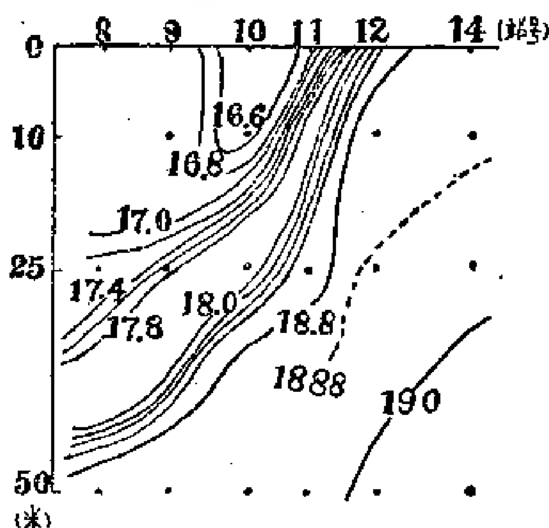
在台湾暖流中之所以出現这一低盐水体，显然是长江和錢塘江等河川排出的淡水流入的結果。

这种影响，如与中国大陆干旱的 1958 年相較，那就更明显了。图附-33 所示的是 1954 年和 1958 年两年 9 月份表面氯度的水平分布。从图上看出，1954 年的洪水使黄海水团的

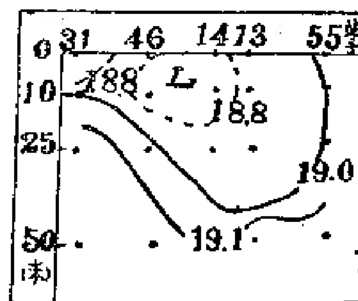


附图-30　1954 年 7 月份 25 米层氯度和条件密度的分布

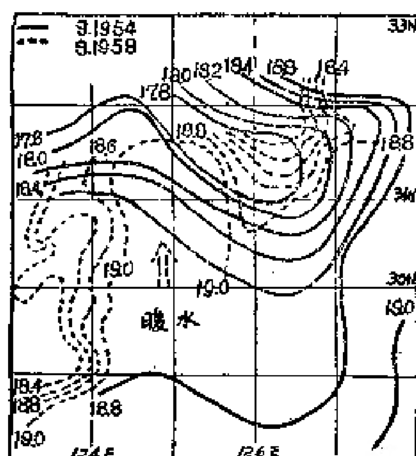
說明：-----：等 σ_t 綫。　——：等氯度綫。
Sec. I：断面 I。　*Sec.* II：断面 II。



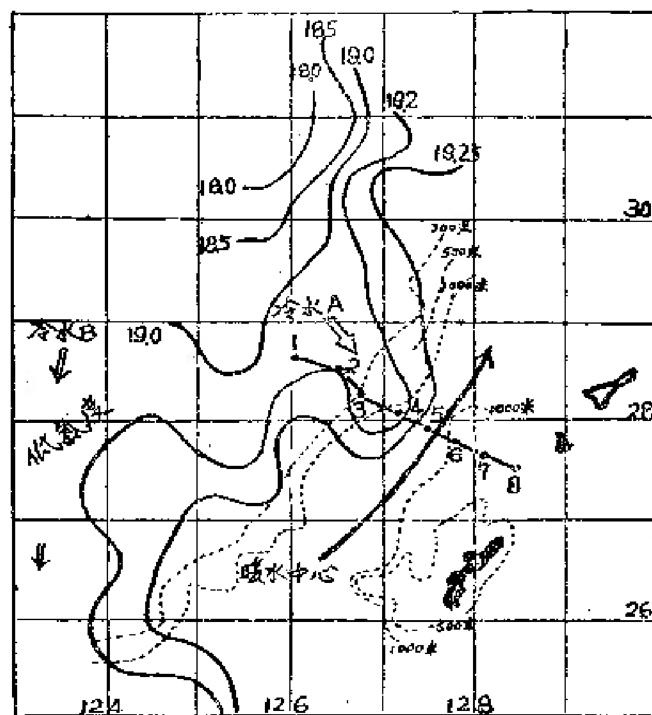
图附-31 断面Ⅰ氯度的垂直分布



图附-32 断面Ⅱ氯度的垂直分布



图附-33 1954 年和 1958 年两年 9 月份表面氯度分布的比较

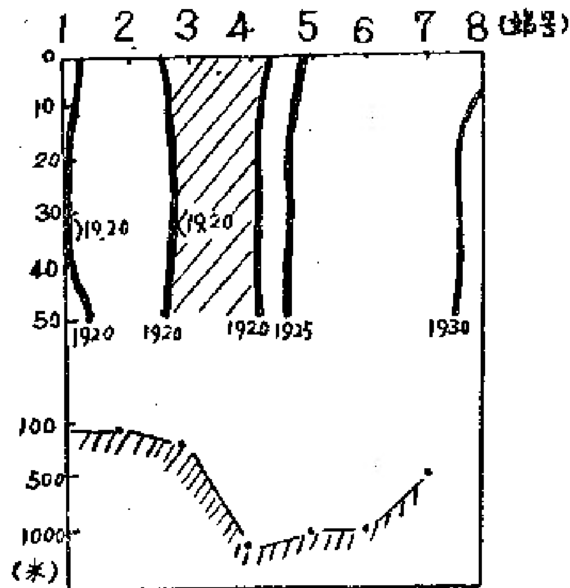


图附-34 1955 年 2 月份表层氯度的分布

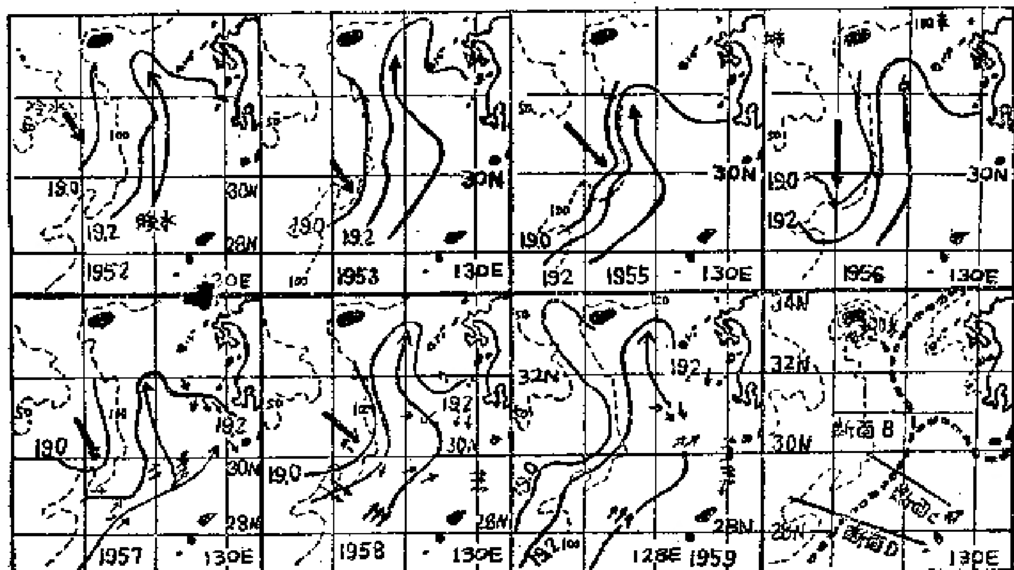
范圍扩大，而 1958 年的干旱，由于它的范圍的縮小，高盐的台湾暖流因之而向北扩伸，使东海中部的水溫和盐度分别提高和加大。

河川淡水对台湾暖流的影响，从表示 1955 年 2 月份表面氯度分布图附-34 和示出該图中 1—8 测站的氯度垂直分布图附-35 可看出，是具有持續性的。

在 §5 中已提及，河川排出的淡水量的多寡是决定黄海水团消长的因子之一，而水团的消长又影响着台湾暖流及其支流。这就是說，河川排出的淡水量所起的作用是双重的，是研究东海和黄海水文不可忽視的因子之一。



图附-35 氯度的垂直分布



图附-36 冷暖两水团界綫的逐年变化

說明：短又粗带箭头的綫表示冷水团的主要移动方向；
长又粗带箭头的綫表示暖水系流軸的方向；
短又細带箭头的綫表示流速在一节以上的表面流；
虚綫为等深綫，单位：米。

下面記述自1952年至1959年各年冬季(以2月份为代表)冷暖两水团的配置及其互相关系。

若以0至75米层的氯度平均值19.00‰和19.20‰分别作为黄海水团和暖流系的界綫，则这两水团配置的逐年变化，则如图附-36所示。

由图附-26得知，作为界綫的这两等氯度綫所在处的水深約为100米，又据实测知道，在此两綫間水域，流速既小，且流向錯綜复杂，因此，可視为是两水团的过渡域。显然，这过渡域

的面积与上述水团的消长有着密切的关系。据加藤氏的研究，在冬季，这过渡域的寬度 L 与台湾暖流的平均最大流速(V, 厘米/秒)有

$$V=-0.74\,L+160$$

的关系。其中，L 代表在图附-36 右下端一图中所示的位在断面 C 和 D 上上述两界綫間的寬度(公里)。

§7 中国海的底质

中国海的沉积相，按地理位置說，应属于淺海沉积，大部分是大陆江河带来的有机物和无机物。这些沉积物的地理分布究竟如何？苏联学者 M. B. 克利諾娃(1958)曾做过研究。她从各国有关的海洋調查报告、航海刊物和航海图中收集了不少的資料并按机械成分分类法繪制了黄渤海、东海和南海等三張底质图。从她所繪制三張底质图，可得出中国海底质的分布概况。

由于黄渤海是个內陆海，且輪廓复杂，又有黄河、海河等带来大量的有机物和无机物，因而底质大半是粒徑小的沉积物——軟泥和部分的粘土质軟泥。在辽东湾，軟泥复盖着整个深度大于 20 米的海底。在黄海，軟泥分布在由其西侧的 25—30 米等深綫到东側的 100 米等深綫間的整个海底。

在渤海南部、渤海海峽和黄海南部均是泥质砂。其原因，前者是由于沿着辽东湾的长軸吹刮着强勁的北风在該处形成大波高的风浪所致，后者两处是由于海流在該两处增强或較强的緣故。在朝鮮近海分布的砂和泥质砂，是由于此带潮流較大的緣故。

整个东海几乎沒有軟泥沙沉积，这与黄渤海的底质有着本质上的不同，其原因是由于东海比較深且广闊。在西側和东側的寬闊地区为砂质軟泥。在許多地区散布着貝壳沉积，而在島屿附近还有碟石、珊瑚和石枝藻等沉积。

在南海中部广闊地区分布着細粒的沉积物，其中砂质軟泥占优势，然而也有些小貝壳、珊瑚等掺杂其間；在中印半島南面淺水地区，为砂和泥质砂；广东沿岸为砂和泥质砂，其中也有貝壳、珊瑚和石枝藻等。